

Tectónica Activa y Geodinámica en el Norte de Centroamérica.

José A. Álvarez Gómez



Universidad
Complutense
de Madrid



DELLA TERRA
TREMANTE.



Facultad de
Ciencias
Geológicas

Memoria de la Tesis presentada por José A. Álvarez Gómez para la obtención
del grado de doctor.

Realizada en el Departamento de Geodinámica de la Universidad
Complutense de Madrid.

Dirigida por:

Dr. José J. Martínez Díaz y Dr. Ramón Capote del Villar

La curiosidad gratuita o inmotivada (que es la que aqueja a los eruditos) nos convierte en peleles, nos zarandea y arroja de un lado a otro, disminuye nuestra voluntad y lo peor es que nos escinde y dispersa, nos hace querer cuatro ojos y dos cabezas o más bien varias existencias, con cuatro ojos y dos cabezas todas ellas.

Javier Marías
TU ROSTRO MAÑANA

*A mi familia.
Mis padres, mi hermana, mi sobrina
y Ana.
Por estar ahí como apoyo constante,
como referencia,
como necesidad.*

Agradecimientos

Gracias a mis directores de tesis, José J. Martínez Díaz y Ramón Capote del Villar, por su apoyo incondicional a mi investigación.

Gracias a Josechu, por ser algo más que un «jefe» (en el sentido más mortadeliano del término) y un compañero. Por demostrarnos que la honestidad y el tesón aun tienen cabida en este mundo.

Gracias a los profesores del departamento de Geodinámica por compartir sus conocimientos y experiencias, en especial a Rosa Tejero y Antonio Rivas de los que traté de aprender en inolvidables horas de prácticas de Tectónica y Geología Estructural.

Gracias a Emilio Carreño, por haberme dado la oportunidad de trabajar con él en el Instituto Geográfico Nacional, por su comprensión y tolerancia a mis escarceos con la tesis en la etapa final. También gracias a los compañeros del IGN, por enseñarme un mundo que hay más allá y recibirme con cariño e interés.

Gracias al personal de la biblioteca de la Facultad de Geología, por prestar toda su ayuda siempre con una sonrisa y remover cielo y tierra para dar con esas referencias tan imprescindibles y difíciles de encontrar; de manera singular a Pedro Martín Duque.

Gracias a Paul Meijer, Rob Govers y Rinus Wortel por su acogida y comentarios durante mi estancia en la Facultad de Ciencias de la Tierra («Aardwetenschappen» dirían ellos) de la Universidad de Utrecht, en el grupo de Tectonofísica. A Paul sobre todo por dedicarme su tiempo y permitir que me aproveche de él para el tribunal de esta tesis, poniendo a prueba su buen castellano.

Gracias a los miembros del SNET (Servicio Nacional de Estudios Territoriales), en especial a Douglas Hernández, por atender mis requerimientos de datos de su red sísmica y descubrirme pequeños secretos de El Salvador y Centroamérica durante sus estancias junto a nosotros en Madrid y los días de campo en su tierra.

Gracias a Pilar Villamor y Kelvin Berryman por acogerme en Nueva Zelanda y mostrarme algunos de los secretos de la Geología de Terremotos y la paleosismología. También por el tiempo compartido en el duro trabajo de trincheras en El Salvador junto a Carol, Josechu y Ramón; trabajo de campo que aunque no queda reflejado en esta tesis me sirvió para entender un poco mejor lo que veía en los modelos digitales y los datos sísmicos.

Gracias a la gente del GNS Science de Nueva Zelanda, especialmente a Rafael Benites y Russell Robinson, por dejarse robar el tiempo por un doctorando de las antípodas intentando enseñarme los rudimentos de la generación sintética de sismicidad. A Rafael especialmente por abrirme las puertas de su casa y compartir un tiempo de buena música a dos guitarras y experiencias de un latino (aunque con sangre japonesa) en tierra de kiwis. De Nueva Zelanda recuerdo a tanta gente con cariño que seguro que me dejo a alguna persona, Emma, Suz, Vasso, Robert, Russ, Hannu, Uhmüt... Muy especialmente a mis compañeros de casa, Davina y Johannes, con los que compartí comidas, cervezas, risas,

anécdotas, días de lluvia, etc... A Carol por hacerme algo más fácil estar tan lejos de la gente que quiero.

Gracias a los compañeros del grupo de Tectónica Activa y Geodinámica, por enseñarme tantas cosas, por discutir tanto y hacerlo de manera tan amena. A Marta, Carol, Julián, Juanmi, Raul, Miguel, Meaza y Jorge, a este último además por aceptar ser miembro del tribunal de esta tesis.

A mis compañeros de batalla, alegrías y depresiones en el departamento. Por haberme soportado en los momentos menos buenos y compartir conmigo los mejores. A Javi, Julián, Marta, Carol, María, Juanmi, Antonio, Fidel, Ignacio, José Luis, Juan, Pilar, Javier F., Bea.

Un abrazo agradecido a mis compañeros, e incluso amigos, de APIF-UCM (Asociación de Personal Investigador en Formación en la UCM), Precarios-Madrid y la Federación de Jóvenes Investigadores – Precarios, con quienes compartí luchas, debates y cañas de cerveza. Especialmente a Ana Isabel Guillén, Ignacio Segura, Rubén González Moreno, Marta Béjar, María Druet, Raquel Herrera, Asier Jaio, Daniel M. Sáez, José Luis López, Eva López, Lara Arroyo, Salomón Aguado, Juan Salafranca, Cristina Fernández, Oscar Muñiz Pello, Lidia Prieto, David de Sancho y un largo etcétera de personas que desinteresadamente han colaborado y colaboran en la mejora de las condiciones laborales de los jóvenes investigadores. **«Por la dignidad en la investigación».**

Gracias a todos los amigos y compañeros con los que he pasado momentos inolvidables, desde el inicio de nuestra carrera, hace más de diez años, hasta la actualidad; porque a pesar de todo aún seguís ahí: a David, José Luis, Teresa, Bea, Puri, Emi, Mairena, Marta, Jaime, Carmen, Natalia, Cristina C., Noelia, Irene, María.

Gracias a todas las personas que en el mundo trabajan desinteresadamente para facilitarnos las cosas y ponen a nuestra disposición un software excelente gratuito y en código abierto. Especialmente a los creadores y mantenedores de GMT [Wessel y Smith, 1998] y L^AT_EX 2_ε, sin cuyos programas esta tesis no sería como es.

La realización de esta tesis doctoral ha sido principalmente financiada por una beca de investigación predoctoral de la Universidad Complutense de Madrid, pero también a través de los proyectos de investigación TECSAL (Investigador Principal: Ramón Capote) y TRANSFER (Project Coordinator: Stefano Tinti; Investigador Responsable del IGN: Emilio Carreño). Agradezco su confianza depositada en mí como investigador.

Prólogo

A principios del año 2001 se produjo en El Salvador una serie sísmica de especial interés desde el punto de vista científico. El 13 de Enero tenía lugar en la zona de subducción mesoamericana, a unos 50 km de profundidad, un gran terremoto de magnitud Mw 7.7. A pesar de su magnitud, y gracias a sus características (un terremoto de tipo normal asociado a la deformación de la placa del Coco en su subducción bajo la de Caribe) este terremoto no produjo tsunami y sus daños fueron producidos principalmente por los deslizamientos que la vibración del terremoto disparó. Este evento se habría quedado en eso, en un terremoto subductivo de magnitud importante, pero no catastrófico, que sería recordado por el deslizamiento de Las Colinas, que afectó al barrio de Santa Tecla, en la ciudad de San Salvador, causando centenares de víctimas. Sin embargo, el 13 de Febrero, tuvo lugar un nuevo terremoto, esta vez en la cadena volcánica, mucho más superficial aunque de menor magnitud: Mw 6.6, con un hipocentro a unos 10 km de profundidad. Este terremoto terminó de derribar las construcciones que habían sido dañadas por el terremoto de Enero y generó nuevos deslizamientos. Lo interesante del caso de esta serie sísmica es que encadenó eventos en ambientes tectónicos distintos, poniendo en evidencia que el fenómeno del «triggering» de terremotos puede ocurrir a distancias de decenas y centenas de kilómetros y en sistemas parcialmente independientes.

En el inicio de mi andadura como doctorando colaboré con mi codirector de tesis José J. Martínez Díaz, en la publicación de un análisis de transferencia de esfuerzos de Coulomb. Este trabajo, publicado en Enero 2004, demostraba cómo este proceso físico puede ser el probable causante de este tipo de interacciones entre sistemas tectónicos [Martínez-Díaz *et al.*, 2004]. Además dio lugar a que mi trabajo de suficiencia investigadora versara sobre la metodología y la casuística de este tipo de interacción en los diferentes ambientes tectónicos [Álvarez Gómez, 2004]. Durante el desarrollo de estos trabajos fuimos conscientes de las carencias en cuanto al conocimiento existente de la neotectónica y tectónica activa de la zona, de manera que dirigimos mi trabajo de tesis doctoral a investigar el sistema tectónico regional y el estado de esfuerzos y deformaciones. Estos conocimientos son básicos a la hora de realizar modelos tectónicos realistas para evaluaciones de riesgo sísmico, y para estudiar las implicaciones en la peligrosidad sísmica con metodologías actuales como la transferencia de esfuerzos.

Como se verá en la introducción del texto, así como en el resto de capítulos, los antecedentes sobre la geología de la zona, y sobre todo sobre la tectónica y la geología estructural son muy escasos. Sí han aparecido en los últimos años textos de recopilación y compendio sobre la geología de Centroamérica [Bommer *et al.*, 2004; Mann, 2007; Rose *et al.*, 2006; Bundschuh y Alvarado, 2007] e incluso alguna Tesis doctoral interesante [Cáceres Calix, 2003; Rogers, 2003]. Sin embargo la mayoría de los datos son o muy locales, o se basan en observaciones generales, discutibles en ocasiones, y recopilando datos e ideas de los años 60 y 70,

cuando se realizó gran parte de la cartografía geológica a través de misiones de cooperación internacionales. De esta época son trabajos clásicos como los de [Weyl, 1961; McBirney y Williams, 1965; Mills et al., 1967; Dengo, 1968; Bosse et al., 1978].

Ante esta perspectiva, y la necesidad de disponer de un contexto geodinámico y neotectónico que nos permita seguir desarrollando investigaciones acerca de la actividad tectónica reciente en partes del norte de Centroamérica; sobre todo en El Salvador, donde el grupo de investigación en Tectónica Activa y Paleosismicidad de la UCM viene desarrollando gran parte de su actividad investigadora; hemos planteado la investigación desde un punto de vista regional con los siguientes objetivos principales:

- Obtener un marco conceptual y de conocimiento de la tectónica activa regional del norte de Centroamérica sobre el que desarrollar e integrar investigaciones más concretas.
- Caracterizar los procesos tectónicos activos en las diferentes zonas del norte de Centroamérica y prospección de su empleo e implicaciones en la peligrosidad y riesgo sísmicos.

Para obtener estos objetivos he utilizado tres herramientas principales:

- Morfotectónica o Geomorfología Tectónica: Análisis del relieve como reflejo de la actividad tectónica reciente y en el periodo neotectónico.
- Sismotectónica: Análisis de la sismicidad como reflejo de los procesos tectónicos activos.
- Modelo Numérico de Elementos Finitos: Obtención por aproximación matemática de los esfuerzos y deformaciones resultado de la tectónica actual, e inferencias en la tectónica activa a partir de resultados de diferentes modelos alternativos.

Siguiendo esta organización del trabajo la memoria de tesis ha sido organizada de la misma manera. Así, el núcleo de ésta se constituye por tres capítulos principales: Morfotectónica, sismotectónica y modelado de elementos finitos. Cada uno de estos capítulos está concebido como un bloque independiente dado que tanto la metodología como las conclusiones que se pueden extraer en cada capítulo difieren de los demás. Es por esto que cada capítulo incluye una introducción, una explicación sobre la metodología utilizada, sus resultados y discusiones. Junto a estos capítulos principales se incluye una introducción somera a la geología y la tectónica del norte de Centroamérica para poner en antecedentes al lector, así como un capítulo de conclusiones compendio de las más importantes extraídas de las diferentes metodologías utilizadas. En este capítulo final he tratado de ser sintético y reflejar las conclusiones más importantes, dejando de lado las discusiones que, por otra parte, ya se han realizado en sus respectivos capítulos.

Índice general

Índice general	IX
1 Introducción	1
1.1. Estratigrafía y vulcanismo	4
1.2. Evolución geodinámica regional	11
1.3. Estructura y tectónica	18
1.4. Modelos geodinámicos del norte de Centroamérica	23
2 Análisis morfotectónico	33
2.1. Análisis general	38
Subdivisión en bloques del área de estudio	38
Perfiles altimétricos	40
Rosas de direcciones de pendientes	42
Hipsometría	45
2.2. Análisis en detalle de las zonas geomorfológicas	50
Zonas del arco volcánico	50
Arco volcánico en Guatemala	51
Arco volcánico en El Salvador	55
Arco volcánico en Nicaragua	58
Zonas del bloque de Chortís	61
Zona Occidental del bloque de Chortís	61
Zona Central del bloque de Chortís	64
Zona Oriental del bloque de Chortís	67
2.3. Discusión y conclusiones del análisis morfotectónico	70
3 Análisis sismotectónico	73
3.1. Introducción	73
3.2. Sistema de clasificación y representación de mecanismos focales	76
Diagrama de clasificación de mecanismos focales	81
3.3. Análisis de la distribución epicentral	87
3.4. Geometría de la zona de Wadati-Benioff.	89
3.5. Mecanismos focales	94
Mecanismos focales entre 0 y 20 km de profundidad	97
Mecanismos focales entre 20 y 50 km de profundidad	100
Mecanismos focales entre 50 y 120 km de profundidad	104

Índice general

Mecanismos focales por debajo de los 120 km de profundidad . . .	106
3.6. Liberación de momento sísmico	109
Liberación de momento sísmico entre 0 y 20 km de profundidad .	114
Liberación de momento sísmico entre 20 y 50 km de profundidad	118
Liberación de momento sísmico entre 50 y 120 km de profundidad	121
Liberación de momento sísmico por debajo de los 120 km de pro- fundidad	124
3.7. Orientación de los ejes principales del Tensor Momento Sísmico .	127
Ejes T.	128
Ejes P.	130
Ejes B.	133
Variaciones de los ejes con la profundidad.	135
3.8. Discusión y conclusiones del análisis sismotectónico	138
4 Modelo de elementos finitos del estado de esfuerzos y deformación litosférica del norte de Centroamérica	151
4.1. Introducción al modelado por el método de los elementos finitos .	151
4.2. Configuración del modelo y restricciones iniciales	152
Fuerzas asociadas a la subducción de la placa del Coco bajo la del Caribe	154
Fuerzas asociadas al desplazamiento de la placa de Caribe	158
La zona de Falla de Motagua-Polochic-Isla de Swan como una dislocación con deslizamiento libre	159
El arco volcánico centroamericano como una zona de debilidad litosférica	161
4.3. Ejecución de los experimentos y presentación de resultados	163
4.4. Discusión de los resultados e implicaciones en la tectónica regional	169
Mecanismos focales sintéticos	169
Mecanismo focal del bloque de Chortís	169
Mecanismo focal del arco volcánico en El Salvador	171
Mecanismo focal del arco volcánico en Nicaragua	171
Perfiles de deformación vertical	172
Síntesis y análisis de los perfiles.	176
Mapas de factor de forma de esfuerzos y cruces de deformación .	184
Influencia de la variación del equilibrio de fuerzas (Mode- los A,B,C y D)	184
Influencia de la variación del grado de debilidad del arco volcánico (Modelos M)	188
Influencia de la variación del grado de acoplamiento de la zona de subducción (Modelos T)	188
Comparación de los resultados	190
Conclusiones e implicaciones en la tectónica regional del mode- lado numérico	190
5 Conclusiones finales	193

5.1. Arco Volcánico Centroamericano	193
5.2. Bloque de Chortís	195
5.3. Subducción de la placa del Coco bajo el norte de Centroamérica .	196
A Código de obtención de parámetros de mecanismos focales a partir de Tensores de Momento Sísmico	203
Bibliografía	211

Capítulo 1

Introducción a la geología y a la tectónica del norte de Centroamérica.

Centroamérica puede definirse geográficamente como el área terrestre y de plataforma continental que se extiende desde el istmo de Tehuantepec, en México, hacia el sureste, hasta las tierras bajas de Atrato en Colombia. Desde el punto de vista geográfico-político se compone de Guatemala, El Salvador, Honduras, Nicaragua, Costa Rica y Panamá. En lo que se refiere a estructura geológica regional, Centroamérica presenta dos partes o provincias diferentes: una parte septentrional, que se extiende desde Guatemala hasta aproximadamente la frontera Nicaragua - Costa Rica, y una meridional desde aquí hasta Colombia. Ambas presentan historias y características geológicas diferentes que justifican su estudio por separado. En este trabajo estudio la parte norte de Centroamérica, que constituye el límite Noroeste de la placa de Caribe, en su contacto con las placas de Norteamérica y del Coco (Figura 1.1).

Geológicamente el norte de Centroamérica corresponde a la corteza continental perteneciente a la placa del Caribe situada en el extremo noroeste de ésta y al noroeste de las cordilleras costarricenses de Guanacaste, Central y de Talamanca en el istmo centroamericano (definición similar a las de *Mills et al.* [1967] o *Meschede y Frisch* [1998] entre otros). Está constituida en gran parte por el bloque de Chortís, que queda limitado al norte y noroeste por el límite entre las placas Norteamericana y del Caribe, al sur por el arco volcánico y la fosa centroamericanos, y al este-noreste se extiende por el Banco de Nicaragua (o alto Nicaragüense, «Nicaraguan Rise») siendo limitado por el escarpe de Hess al sureste [*Dengo y Bohnenberger*, 1969; *Lallemant y Gordon*, 1999]. Este bloque es el único vestigio de corteza continental de la actual placa del Caribe [*Case et al.*, 1984], correlacionable geológicamente con la Cordillera del oeste de Norteamérica en México [*Dengo*, 1968; *Malfait y Dinkelman*, 1972; *Wadge y Burke*, 1983; *Pindell y Barret*, 1990; *Rogers*, 2003, entre otros].

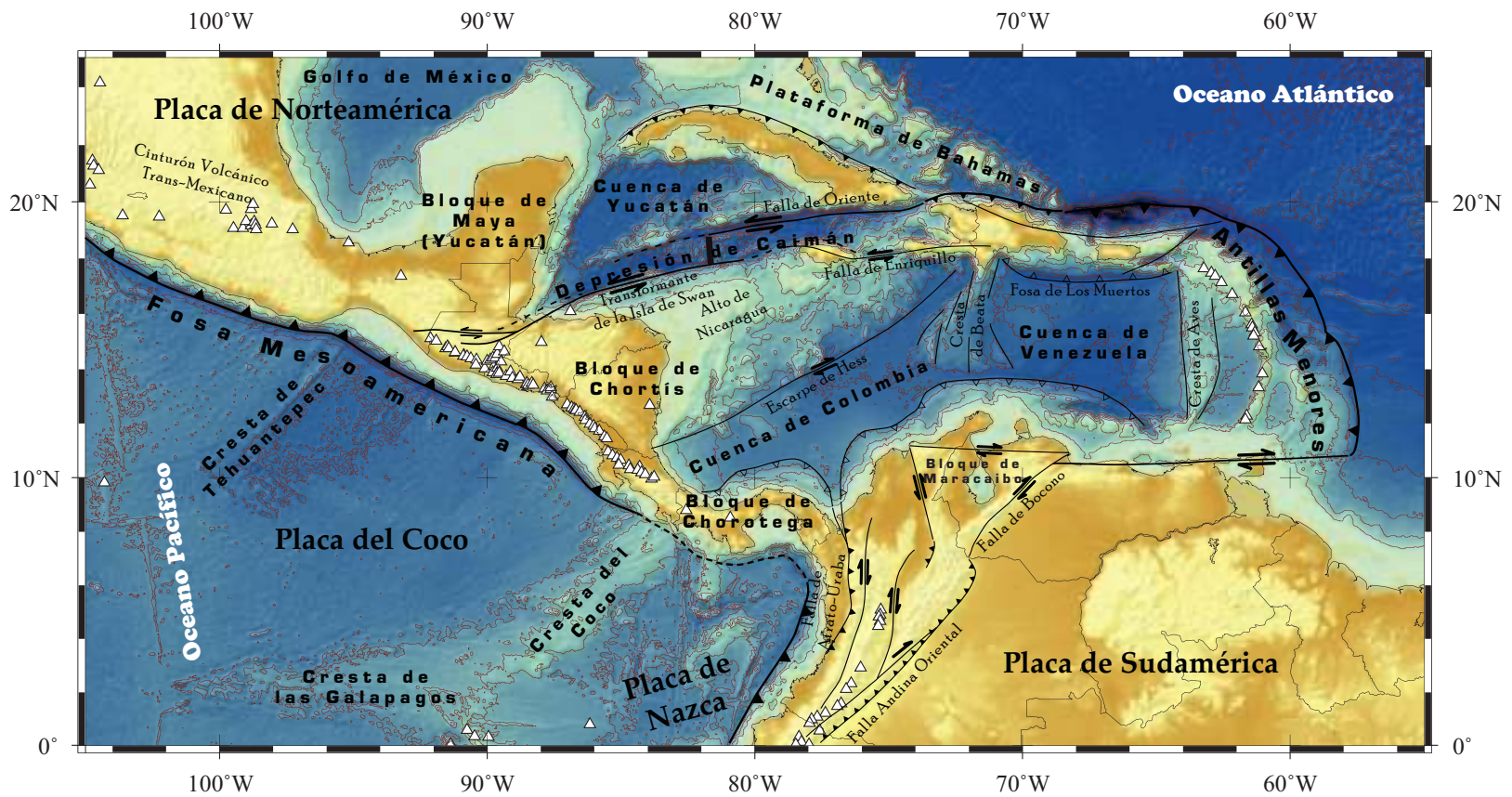


Figura 1.1: Mapa de la región del Mar Caribe

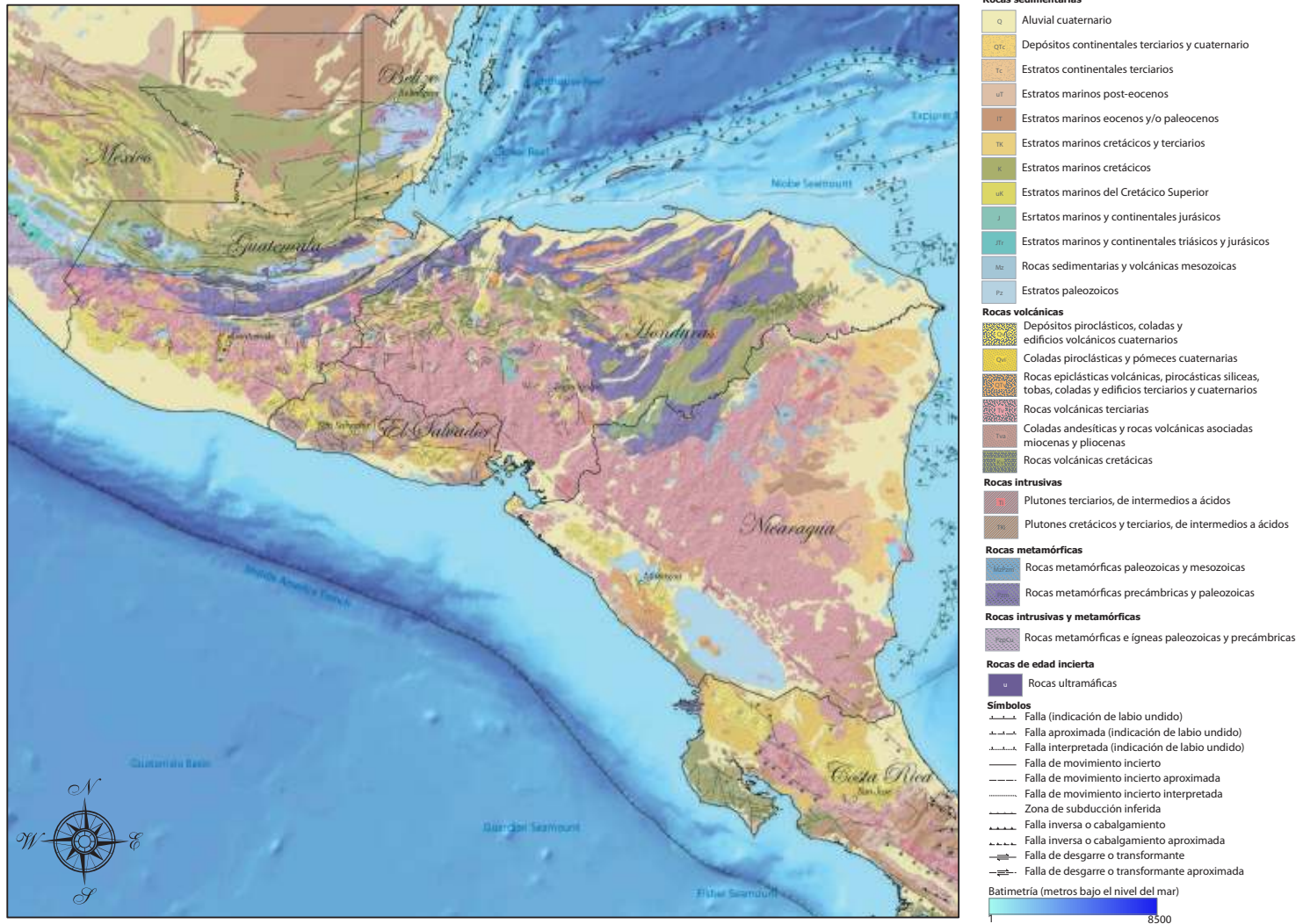


Figura 1.2: Mapa geológico simplificado del norte de Centroamérica, modificado de *French y Schenk* [2004]

1.1. Estratigrafía y vulcanismo

El bloque de Chortís está constituido por un basamento metamórfico de edad incierta, cubierto por unos bien datados materiales mesozoicos y cenozoicos (Figura 1.2) [Dengo y Bohnenberger, 1969; Lallemant y Gordon, 1999]. Los materiales mesozoicos sedimentarios comprenden rocas detríticas del Jurásico Medio al Cretácico Inferior, donde aparecen unidades carbonatadas, y capas rojas con calizas cenomanienses intercaladas hacia la parte media y superior del Cretácico [Mills et al., 1967; Horne et al., 1974; Finch, 1981, entre otros]. Estas rocas sedimentarias fueron intruidas durante el Cretácico y el Terciario por plutones graníticos, quizás formando parte de los procesos del arco magmático sobre la zona de Benioff de la subducción de la placa de Farallón, propuesto entre otros por Malfait y Dinkelman [1972] y discutido y argumentado con mayor detalle recientemente [por ejemplo Rogers, 2003].

Atendiendo a sus características geológicas y con la ayuda de datos aeromagnéticos Rogers et al. [2007] dividen la zona en cuatro dominios o terrenos (Figura 1.3):

- Terreno Central: El basamento está formado por rocas metamórficas continentales de edad Grenviliense y Paleozoico (datadas en 1 Ga a 222 Ma), constituidas principalmente por filitas, gneises y ortogneises en el grado de los esquistos verdes a la anfibolita. Sobre este basamento se desarrollan una serie de cuencas rellenas con depósitos carbonatados y clásticos del Cretácico. Tanto el basamento como los sedimentos mesozoicos son deformados por cabalgamientos y pliegues que invierten las cuencas. La parte norte del dominio central, a lo largo de la costa Caribe de Honduras, presenta un patrón de dirección E-O de cinturones de rocas metamórficas de edades desde Paleozoicas a Terciarias intruidas por plutones del Cretácico Superior y el Paleógeno (93 - 29 Ma).
- Terreno Oriental: Presenta cinturones de plegamientos y cabalgamientos de dirección aproximada NE-SO. Estos cinturones se desarrollan en materiales de edad Jurásica, con un basamento constituido por filitas y esquistos en el grado de los esquistos verdes.
- Terreno de Siuna: Al este del dominio oriental, en el Norte de Nicaragua, aparece un basamento formado por rocas ígneas cuyo origen ha sido asociado a un complejo de arco - isla Cretácico, incluyendo acumulados ultramáficos y serpentinitas, formadas sobre corteza oceánica.
- Terreno Meridional: Las rocas aflorantes son principalmente capas piroclásticas miocenas, depositadas junto al arco volcánico centroamericano de edad Mioceno - Plioceno al sur. Estas capas volcánicas se depositan sobre un basamento de rocas metamórficas de origen ígneo que apenas afloran, tan sólo se conoce un afloramiento de anfibolitas metavolcánicas

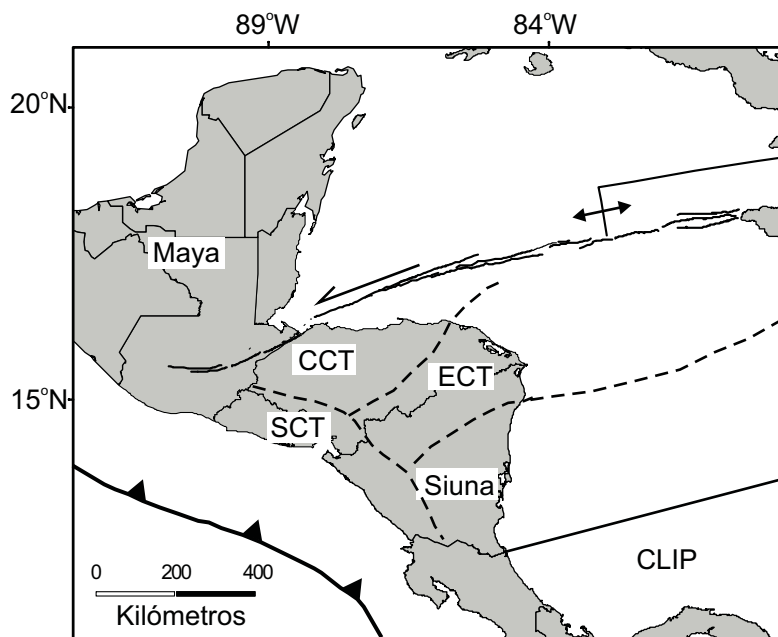


Figura 1.3: Distribución de los terrenos definidos en el bloque de Chortís por Rogers *et al.* [2007]. CCT: Terreno Central de Chortís, *Central Chortis Terrane*; SCT: Terreno Meridional de Chortís, *Southern Chortis Terrane*; ECT: Terreno Oriental de Chortís, *Eastern Chortis Terrane*; CLIP: Gran Provincia Ígnea del Caribe, *Caribbean Large Igneous Province*.

muy deformadas al sur de Honduras. El espesor de las capas piroclásticas miocenas alcanza hasta los 2 km.

En general estas características del bloque de Chortís son correlacionables con equivalentes presentes en el suroeste de México, desde donde este bloque ha migrado desde el Eoceno hasta alcanzar su posición actual a favor de una zona de desgarre muy desarrollada como se verá más adelante.

Como se aprecia en la Figura 1.2, gran parte del bloque de Chortís está cubierta por materiales volcánicos terciarios y el margen Pacífico principalmente también por materiales volcánicos recientes. El contexto general del vulcanismo terciario en el bloque de Chortís fue descrito por Bosse *et al.* [1978] para El Salvador, y adoptado por Weyl [1980] para todo Centroamérica. Más tarde Reynolds [1987] y Ehrenborg [1996] ampliaron y refinaron la estratigrafía y correlaciones de estos materiales. En la Figura 1.4 he reflejado estas correlaciones y su sucesión estratigráfica con alguna modificación sobre el trabajo de Ehrenborg [1996].

Como se ha visto en la descripción de los terrenos, los principales materiales volcánicos que cubren el bloque son piroclásticos, generados en un arco volcánico Centroamericano que ocuparía una posición similar a la actual. Gracias a los diferentes sondeos realizados en la placa de Caribe dentro del ODP («Ocean Drilling Program» emplazamientos 998, 999, 1000, 1001 y 1002) ha podido establecerse una cronoestratigrafía de precisión para el vulcanismo explosivo de

la zona. En el cenozoico son destacables tres episodios explosivos principales en la placa de Caribe. Uno durante el Mioceno inferior - medio, otro durante el Eoceno medio - superior y el tercero del Paleoceno superior al Eoceno [Sigurdsson *et al.*, 1997]. De estos tres episodios, los dos más modernos han tenido lugar probablemente en el arco volcánico centroamericano. El mayor fue el vulcanismo explosivo eoceno - oligoceno (de 46 Ma a 32 Ma, Sigurdsson *et al.* [2000]), las capas de tefra de este evento descritas en el fondo marino son correlacionables con formaciones ricas en ignimbritas del cinturón volcánico centroamericano. En Guatemala y El Salvador la formación Morazán (la más antigua de las formaciones cenozoicas) muestra a su base una serie de coladas ignimbríticas, no muy bien cartografiadas ni definidas (incluidas dentro de la unidad inferior de la formación Morazán en El Salvador), que por correlación estratigráfica pueden datarse como eocenas u oligocenas. En el caso de El Salvador la edad atribuida a estas formaciones por Bosse *et al.* [1978] fue de Oligoceno. En Nicaragua las unidades ignimbríticas cenozoicas más antiguas aparecen incluidas dentro del grupo Matagalpa, una serie de ignimbritas de edades Oligoceno-Mioceno según Ehrenborg [1996]. Esta época de vulcanismo explosivo aparece, además de en el arco volcánico del bloque de Chortís, en la sierra Madre Occidental de México, formando la mayor provincia mundial de ignimbritas [McDowell y Clabough, 1979]. Sigurdsson *et al.* [2000] proponen como causa de estos episodios la reorganización a escala regional que se produjo en el Pacífico, con una variación de la velocidad y dirección de movimiento de la placa, hace 43 Ma.

SISTEMA	SERIE	PISO	M.a.	GUATEMALA				EL SALVADOR		HONDURAS		NICARAGUA		
				Sur-Central	est-bi	re	est-bi	re	est-bi	re	est-bi	re	est	dr
NEÓGENO	Holoceno	----	0.0118											
	Pleistoceno	Superior	0.126											
		Medio	0.781											
		Inferior	1.806											
	Plioceno	Gelasense	2.588											
		Piacenziense	3.600											
		Zanclayense	5.332											
		Messiniense	7.246											
	Mioceno	Tortonense	11.608											
		Serravallense	13.65											
		Langhiense	15.97											
		Burdigaliense	20.43											
		Aquitaniense	23.03											
		Chattienense	28.4 ±0.1											
		Rupeliense	33.9 ±0.1											
PALEÓGENO	Oligoceno													

est-bi: Vulcanismo bimodal, estratovolcán y vulcanismo riolítico en domos en menor medida.

est: Estratovolcanes con etapa en escudo previa, principalmente basaltos y andesitas.

re: Vulcanismo riolítico en escudo.

dr: Domos riolíticos.

Figura 1.4: Tabla de distribución de edades de las formaciones volcánicas terciarias en las diferentes zonas del arco volcánico, modificado y ampliado a partir de *Ehrenborg* [1996]

El otro episodio ignimbrítico de importancia regional es el que tuvo lugar en el Mioceno inferior - medio (15 Ma). Como en el caso anterior las capas descritas en el fondo marino también pueden ser relacionadas con formaciones volcánicas del arco volcánico centroamericano. En Guatemala y El Salvador en esta época tienen lugar los episodios explosivos de la formación Chalatenango [Bosse *et al.*, 1978], en Honduras y parte de Guatemala los del grupo Padre Miguel [Reynolds, 1980] y en Nicaragua las ignimbritas del grupo Coyol [Ehrenborg, 1996]. Del mismo modo que para el episodio eoceno, para el mioceno Sigurdsson *et al.* [2000] proponen una causa tectónica regional para este vulcanismo: Aproximadamente hace unos 25 Ma (límite Oligoceno - Mioceno) tuvo lugar una radical reconfiguración del sistema Pacífico - Farallón [Hey, 1977; Barckhausen *et al.*, 2001]; como consecuencia se formó una nueva dorsal dando lugar así a las placas de Nazca y de Cocos [Wortel y Cloetingh, 1981], y variando la velocidad y dirección de la subducción bajo Centroamérica [Meschede y Frisch, 1998], lo que produjo el episodio Mioceno [Sigurdsson *et al.*, 2000].

Estos episodios explosivos cubrieron el bloque de Chortís de cenizas con espesores de hasta 2 km, blanqueando el relieve y cubriendo los cinturones deformados mesozoicos. Posteriormente a este blanqueo la incisión de los ríos ha sido muy fuerte, así como la tectónica extensional que ha dado lugar al relieve de horst y graben del sur de Honduras. Para Rogers *et al.* [2002] este relieve ha sido generado en parte debido a un levantamiento generalizado del bloque de Chortís. Según Rogers *et al.* [2002], debido al cambio en la velocidad de generación de corteza oceánica de la dorsal pacífica, que dio lugar a una época de apertura de la dorsal muy rápida entre los 19 - 10 Ma, empezó a subducir una corteza oceánica más joven y menos densa, de tal manera que la fuerza de «flotación» de esta corteza joven con respecto a la subducida con anterioridad, más vieja y densa, dio lugar a la rotura de la placa. Esta rotura generó una apertura en la placa subducida por la que el manto astenosférico pudo ascender calentando y elevando el bloque de Chortís hace entre 10 y 4 Ma.

Durante el Cuaternario las erupciones silíceas explosivas a lo largo del arco volcánico centroamericano han sido frecuentes como muestra la abundancia de calderas de explosión. Estas erupciones han dado lugar a las extensas capas de tefra, algunas de ellas extraordinariamente recientes como las del complejo volcánico de Atitlán o el Ilopango, revisadas y unificadas por Rose *et al.* [1999] (Figura 1.5). La del Ilopango, que tuvo lugar aproximadamente en el 260 d.C., ha sido la última de gran extensión, provocando la emigración de la población Maya de el actual El Salvador hacia Guatemala, encontrándose depósitos de ceniza de esta erupción en el lago Yojoa, en Honduras, 170 km al norte del lago Ilopango [Mehringer Jr. *et al.*, 2005].

Aunque la posición de los centros eruptivos se ha mantenido aproximadamente constante desde el Mioceno hasta la actualidad, las características geoquímicas de los productos difieren. Plank *et al.* [2002] estudiaron la relación Ba/La y U/Th en materiales volcánicos de diferentes edades en Nicaragua, estas relaciones son las que mejor definen la herencia subductiva de los productos

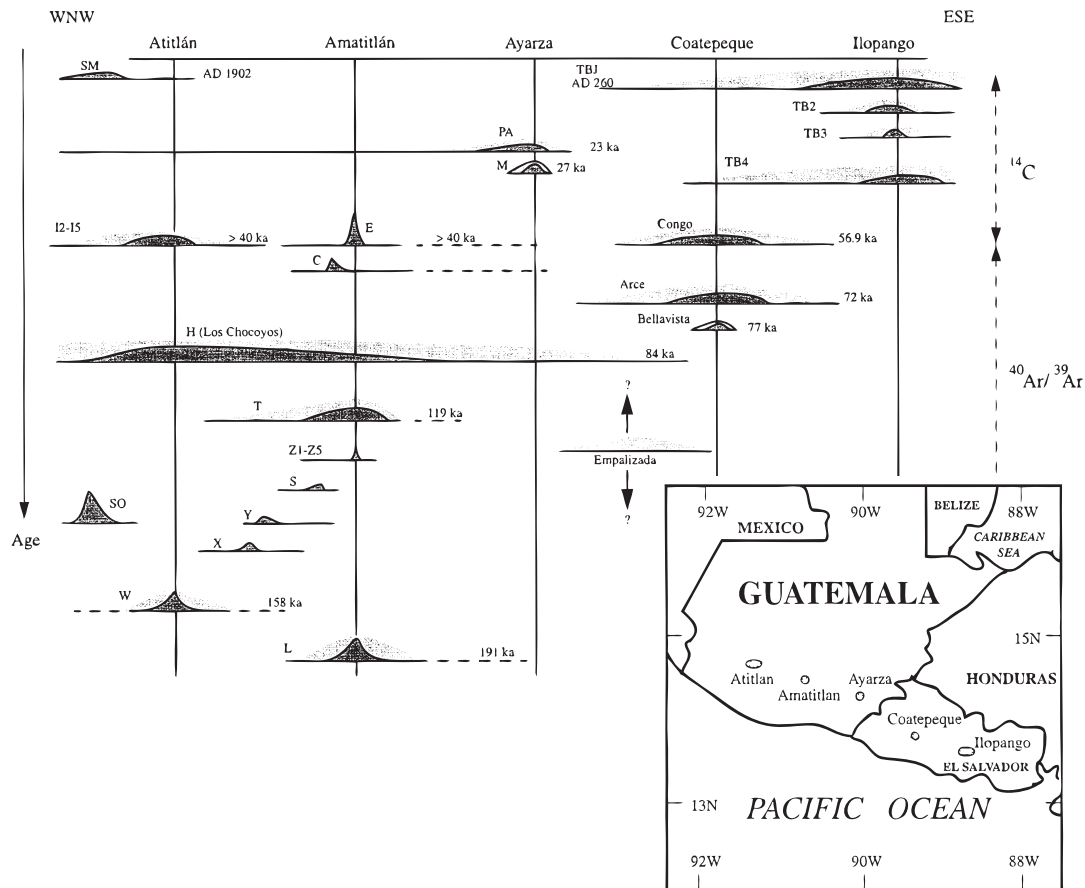


Figura 1.5: Corte a lo largo del arco volcánico de las edades y extensión de las tefras cuaternarias más recientes, modificado de *Rose et al.* [1999]

del arco volcánico [Carr *et al.*, 2007a]. Para la variación de la relación Ba/La a lo largo del arco volcánico, los materiales del Mioceno y Plioceno presentan el mismo patrón que los modernos. Sin embargo, para la relación U/Th, que se comporta de manera similar al Ba/La en las lavas modernas, en el Mioceno - Plioceno la variación equivalente no se encuentra, mostrando una relación U/Th baja y constante. Las características especiales de las relaciones Ba/La y U/Th son producidas por los sedimentos subducidos, y éstas han cambiado drásticamente en el tiempo [Patino *et al.*, 2000]. Antes del Tortonense (10 Ma) los sedimentos estaban compuestos principalmente por carbonatos, pero un cambio en la geoquímica marina del Pacífico oriental, el llamado «crash del carbonato» [Lyle *et al.*, 1995], dió lugar a un cambio profundo en la sedimentación marina que pasó a ser de lodos hemipelágicos (arcillosos y limosos). La concentración de U en estos lodos se ha incrementado en el tiempo, al menos en los últimos 5 Ma; mientras que la alta concentración de Ba, debida a la alta productividad biológica tropical, se ha mantenido aproximadamente constante [Carr *et al.*, 2007a]. Este cambio radical en la geoquímica marina estaría relacionado con la interrupción del intercambio de aguas profundas entre el Atlántico

el espesor de la corteza del bloque de Chortís, siendo menor en la zona de Nicaragua y mayor en Guatemala (ver para más detalles el trabajo de Carr *et al.* [2007a]).

El vulcanismo trasarco se concentra en zonas de tectónica extensional, asociadas a la extensión E-O del bloque de Chortís, siendo el mayor foco de este vulcanismo el graben de Ipala, donde más de 100 conos han sido identificados [Bohnenberger, 1969]. Este vulcanismo es de tipo monogenético y se desarrolla fuera de la influencia de la zona de Wadati-Benioff, muy alejado de la fosa, por efecto de la descompresión asociada con la extensión tectónica. Sin embargo, al menos en lo referente al graben de Ipala, si se han encontrado rasgos de influencia de la subducción, aunque en una importancia mucho menor que en el arco volcánico [Walker *et al.*, 1995; Carr *et al.*, 2007a], quizás debido a su relativa cercanía al arco. Esto lo refuerza el hecho de que en el caso de los basaltos del lago de Yojoa, más alejado, en el centro de Honduras, el componente subductivo parece influir poco en su geoquímica [Patino *et al.*, 1997].

1.2. Evolución geodinámica regional

Para la placa de Caribe tradicionalmente han sido defendidas dos evoluciones diferentes en los aspectos relativos a tiempos pre-Cenozoicos: un modelo de tipo «Pacífico», que propone un origen de la placa de Caribe situado en la región pacífica que derivó a una posición entre ambas Américas [Malfait y Dinkelman, 1972; Ross y Scotese, 1988; Pindell y Barret, 1990; Montgomery *et al.*, 1994; Iturralde-Vinent, 1998; Sinton *et al.*, 1998; Kerr *et al.*, 1999; Hauff *et al.*, 2000; Kerr y Tarney, 2005; Pindell *et al.*, 2006, entre otros]; y un modelo «inter-Americano» que propone la formación de la placa de Caribe en una posición hacia el oeste de la actual, pero situada entre las dos Américas [Meschede y Frisch, 1998; Meschede, 1998; James, 2006, 2007]. Junto a estos dos modelos ha sido añadido recientemente otro con características de ambos, como son un origen de la corteza oceánica proto-Caribe en una posición entre las dos Américas (característica de los modelos inter-americanos) y una zona de subducción inicial cuyo sentido cambia de subducción hacia el este, a subducción hacia el oeste, que evoluciona hasta dar lugar al arco volcánico de las Antillas (característica de los modelos de origen «pacífico») [Giunta *et al.*, 2006]. Independientemente del modelo de origen de la placa de Caribe, la evolución del bloque de Chortís parece estar aproximadamente bien establecida (aunque existen opiniones contrarias a la evolución mayoritariamente aceptada y aquí expuesta [Keppie y Morán-Centeno, 2005; James, 2007]). Su característica más importante es su traslación respecto a Norteamérica con movimiento siniestro de entre unos 300 y 1000 kilómetros (en función del modelo de origen de la placa de Caribe asumido) a lo largo de la megacizalla de Motagua hasta su posición actual [Malfait y Dinkelman, 1972; Anderson y Schmidt, 1983; Meschede y Frisch, 1998; James, 2006; Mann *et al.*, 2007] (Figuras 1.10 y 1.11). Esta magnitud máxima es similar a la inferida a partir de las diferencias de velocidad de movimiento de las placas de Norteamérica y Sudamérica

1.2. Evolución geodinámica regional

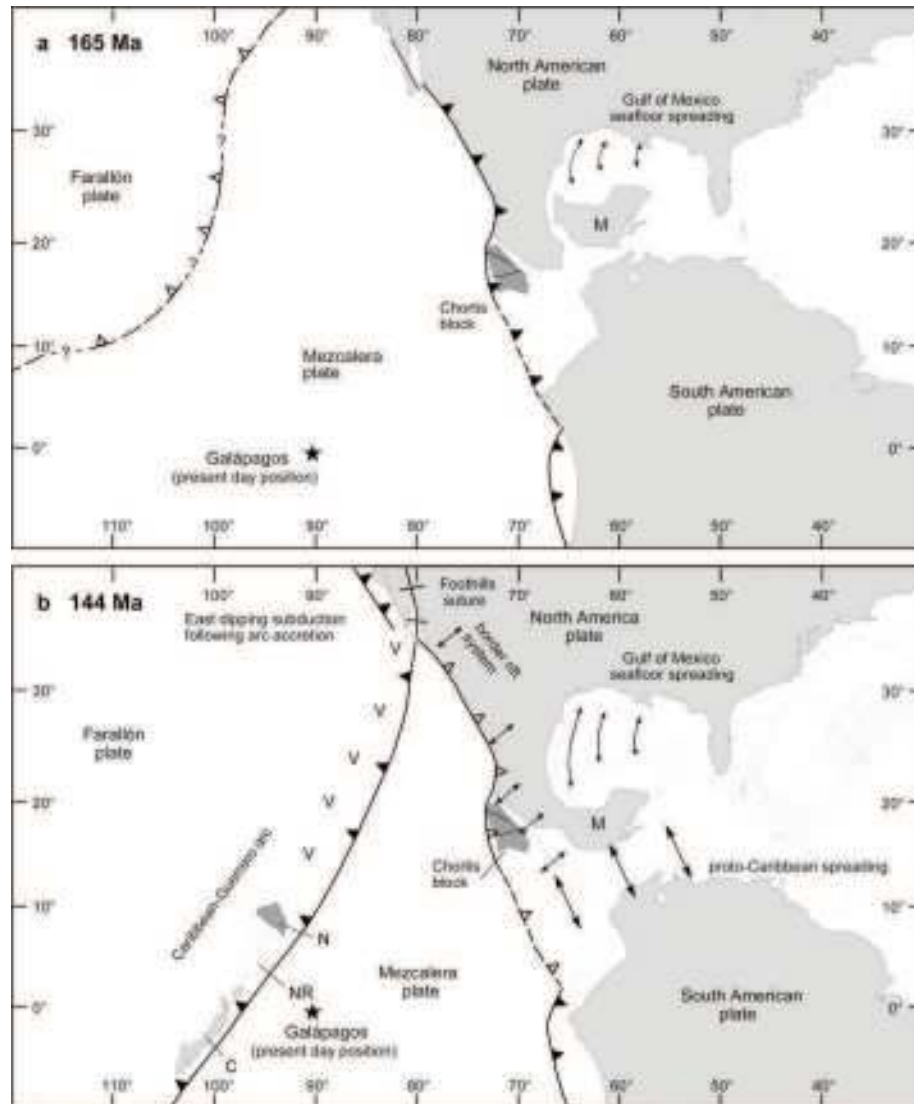


Figura 1.7: Mapas paleogeográficos de la región del mar Caribe hace 165 y 144 Ma. Siglas: M, bloque de Maya; N, Nicaragua; NR, Alto Nicaragüense ; C, Cuba. Tomado de *Mann et al.* [2007].

con respecto a la de Caribe, unos 800 - 1000 km durante el Cenozoico [Meschede, 1998], pero no deja de tener ciertos aspectos controvertidos y discutibles como expone James [2006].

El bloque de Chortís formaba parte de la placa de Norteamérica, soldado a los diferentes bloques del sur de México, incluyendo el bloque de Yucatán (también llamado anteriormente bloque Maya oriental [Anderson y Schmidt, 1983]). Esta extensa región formaba un arco magmático ligado a la subducción de la placa de Farallón bajo la Norteamericana. El actual complejo de Xolapa, que presenta un metamorfismo de baja presión y alta temperatura, situado en el sur de México, representa una raíz exhumada de este arco magmático desarrolla-

do durante el Jurásico y el Cretácico (edades radiométricas de 165 - 128 Ma; *Herrmann et al.* [1994])[*Ortega-Gutiérrez, 1981; Herrmann et al., 1994*].

Fue en el Jurásico Superior (165 Ma) cuando comenzó la etapa de «rifting» de la corteza continental de Pangea (Figura 1.7, arriba). Norteamérica y Sudamérica comenzaron a separarse formando una cuenca de dirección aproximada ENE-OSO que daría lugar a la corteza del proto-Caribe. Este «rift» formaba parte de un conjunto de ellos que generaron la apertura del Océano Atlántico al final del Jurásico [*Mann, 1999*]. En la etapa de pre-rift las placas de Norteamérica y Sudamérica se componían de al menos tres provincias tectónicas principales: un cratón pre-Grenvillense presente en Sudamérica, un cinturón metamórfico de edad Grenvillense en la zona occidental y un cinturón metamórfico de edad pan-africana en la zona Oriental, que enlazaría con el cinturón metamórfico de esta edad presente en África [*Mann, 1999*].

Entre el Jurásico y el Cretácico Inferior se produjo la mayor parte de la separación entre las placas americanas, durante este proceso se formó el Golfo de México y la península del Yucatán migró desde la costa Norteamericana hasta una posición cercana a la actual acompañada de cierta rotación en sentido antihorario [*Mann, 1999*], mientras que hacia el oeste la placa de Farallón subducía bajo las dos américas.

En el Jurásico Superior - Cretácico Inferior (144 Ma) ya se había formado la apertura oceánica proto-Caribe [*Pindell y Dewey, 1982*] y los fenómenos de rift eran comunes en sus márgenes, incluido el margen suroeste de México, del que se desprendieron parte de los terrenos de Oaxaca y Mixteca del núcleo mexicano para formar el bloque de Chortís [*Mann et al., 2007*] (Figura 1.7; abajo). Entre el Valanginiense (130 Ma) y el Aptiense (110 Ma) se produce una primera fase de subducción debida a la convergencia entre el bloque de Chortís y México, en la que la placa de Norteamérica subduce buzando hacia el oeste bajo el bloque de Chortís [*Meschede y Frisch, 1998; Mann et al., 2007*] (Figura 1.8; arriba), siendo esta subducción responsable del vulcanismo y extensión intra-arco en el bloque de Chortís [*Rogers, 2003*]; o bien buzando hacia el noreste y subduciendo el bloque de Chortís bajo Norteamérica [*Harlow et al., 2004; Giunta et al., 2006*].

Hasta el Albiense (90 Ma) se produce una fase de colisión que consume el arco volcánico generado sobre el bloque de Chortís y que ha dejado a lo largo de la zona de falla de Motagua una sutura con presencia de serpentinitas [*Harlow et al., 2004*] (Figura 1.8; abajo). Esta zona colisional podría continuar hacia el noroeste, separando de esta manera los bloques de Chortís y Guerrero del resto de placa Norteamericana [*Meschede y Frisch, 1998; Giunta et al., 2006*]. Es en esta época cuando finaliza la formación del «plateau» oceánico del Caribe [*Sinton et al., 1998*], compuesto por más de 20 km de espesor de material magmático que abarca al menos 600.000 km² (edad de 81 ± 1 Ma para los basaltos más modernos, *Sigurdsson et al. [2000]*), y que ha sido relacionado con el episodio de la superpluma de mediados del Cretácico [*Meschede, 1998; Hauff et al., 2000*].

Hacia el final del Cretácico Superior (Campaniense-Maastrichtiense; 80-70 Ma) el arco de las antillas comienza su desplazamiento hacia el este (Figura 1.9;

1.2. Evolución geodinámica regional

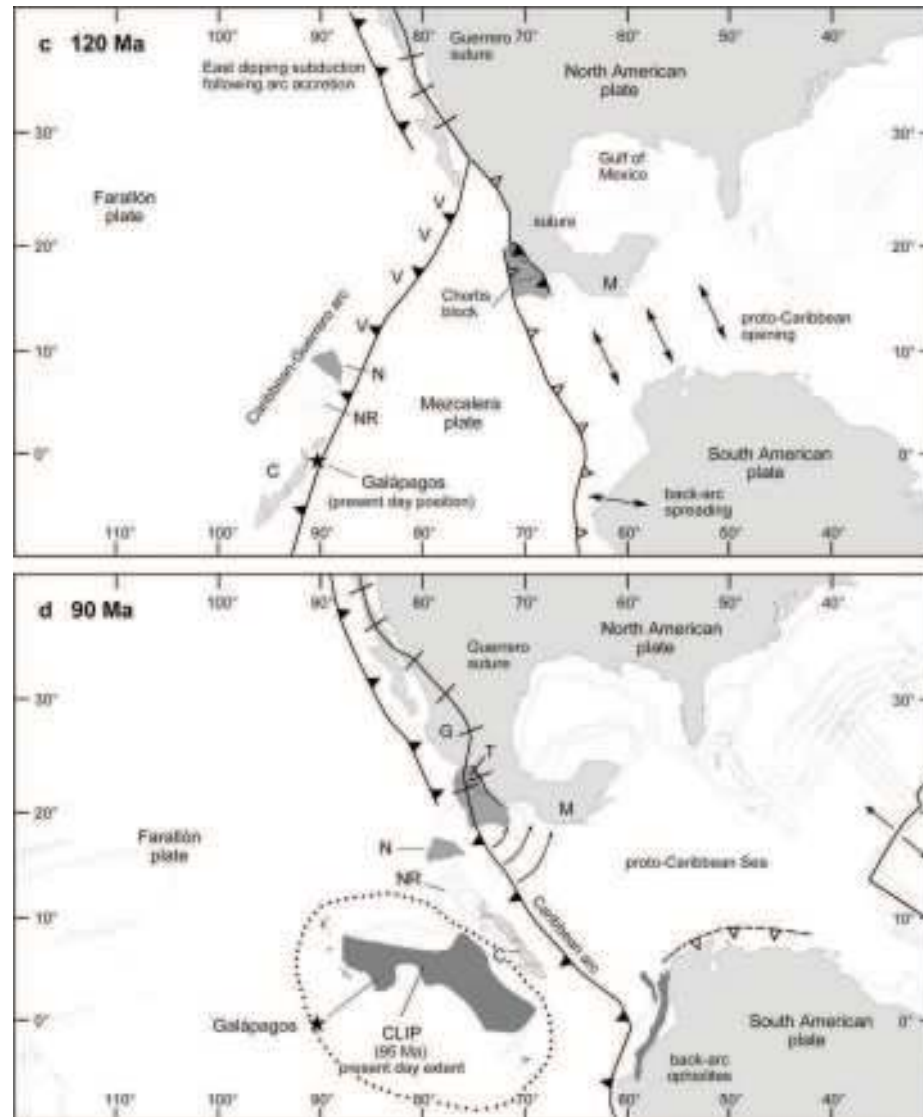


Figura 1.8: Mapas paleogeográficos de la región del mar Caribe hace 120 y 90 Ma. Siglas: M, bloque Maya; N, Nicaragua; NR, Alto Nicaragüense; C, Cuba; G, terreno de Guerrero; T, Teloloapán; CLIP, gran provincia ígnea del Caribe. Tomado de *Mann et al.* [2007].

arriba). En función del modelo de evolución defendido puede ser la continuación del movimiento de la placa formada en el Pacífico hacia su posición actual tras invertirse la vergencia de la subducción [Ross y Scotese, 1988; Mann, 1999; Pindell et al., 2006], la continuación de la subducción hacia el oeste comenzada en el Cretácico Inferior [Meschede y Frisch, 1998] o bien el comienzo del movimiento hacia el este tras la inversión de la dirección de subducción del arco formado en el Cretácico Inferior en el proto-Caribe [Harlow et al., 2004; Giunta et al., 2006]. Por otro lado, la zona colisional mejicana queda bloqueada dando lugar a una serie de episodios cabalgantes de colisión continental entre el blo-

que de Maya y el bloque de Chortís, dando fin a la subsidencia de la cuenca de proarco de Safur [Mann, 1999] y dejando afloramientos de ofiolitas a lo largo de la zona de sutura [Donnelly et al., 1990; Lallemant y Gordon, 1999; Lewis et al., 2006]. Durante el Campaniense el movimiento de la placa de Farallón (en subducción bajo la de Caribe) cambió de una dirección NE-SO a una dirección casi E-O [Malfait y Dinkelman, 1972; Engebretson et al., 1985] lo que produjo, probablemente, la formación de la megacizalla que constituye en la actualidad la zona de falla de Motagua-Polochic [Malfait y Dinkelman, 1972; Meschede y Frisch, 1998]. Este cambio de dirección además coincide probablemente con la finalización de la extensión entre las placas Norteamericana y Sudamericana, y el comienzo de su aproximación relativa [Meschede, 1998].

Entre el final del Cretácico Superior y el Paleoceno (60 Ma) se genera la zona de subducción de la placa de Farallón bajo la del Caribe, dando lugar al istmo centroamericano [Malfait y Dinkelman, 1972; Ross y Scotese, 1988; Giunta et al., 2006; Mann et al., 2007] para aquellos que defienden el origen pacífico de la placa de Caribe. Para otros autores esta subducción de Farallón bajo la del proto-Caribe, y bajo la de Caribe más tarde, siempre ha estado presente [Meschede y Frisch, 1998; Harlow et al., 2004].

En el Eoceno (49 Ma) la migración del arco de las antillas menores y la placa de Caribe hacia el noreste terminó al colisionar con la plataforma carbonatada de las Bahamas (Figura 1.9; abajo). Esta colisión transfirió el área de Cuba de la placa de Caribe a la de Norteamérica desplazando la zona de desgarre del límite Norteamérica - Caribe hacia el sur. La zona de falla de Motagua - Caimán - Oriente probablemente se generó para acomodar esta nueva dirección de movimiento hacia el este, dando lugar a la formación de la dorsal de Caimán [Rosencrantz y Sclater, 1986; Rosencrantz et al., 1988], siendo la cuenca de «pull-apart» más larga del mundo [Mann et al., 1983]. Esta pequeña dorsal quedó limitada al norte, y extendiéndose hacia el este, por la falla transformante de Oriente, y al sur, extendiéndose hacia el oeste, por la falla transformante de Swan. La continuación en el continente de esta falla transformante es la zona de falla de Motagua-Polochic, y por tanto, desde al menos el Eoceno, el bloque de Chortís se ha movido de forma solidaria, al menos aproximadamente, con la placa de Caribe [Malfait y Dinkelman, 1972; Ross y Scotese, 1988] (aunque según la hipótesis más fijista de James [2006, 2007] este bloque siempre ha sido parte de la placa del Caribe). Las rocas miloníticas aflorantes a lo largo de esta gran zona de cizalla en México y Guatemala no dejan lugar a dudas acerca del carácter siniestro de su movimiento [Ratschbacher et al., 1991; Riller et al., 1992; Meschede et al., 1997]. El bloque de Chortís por tanto en esta época fue arrancado en su movimiento hacia el sureste del resto de placa Norteamericana, quizás truncando el margen activo mexicano [Meschede y Frisch, 1998] descrito por Karig et al. [1978], en la subducción oblicua de la placa de Farallón [Mann et al., 2007]. Este movimiento hacia el este fue probablemente acompañado por extensión NE-SO en el alto nicaragüense al tiempo que el bloque de Chortís sufría algo de rotación [Burkart y Self, 1985].

1.2. Evolución geodinámica regional

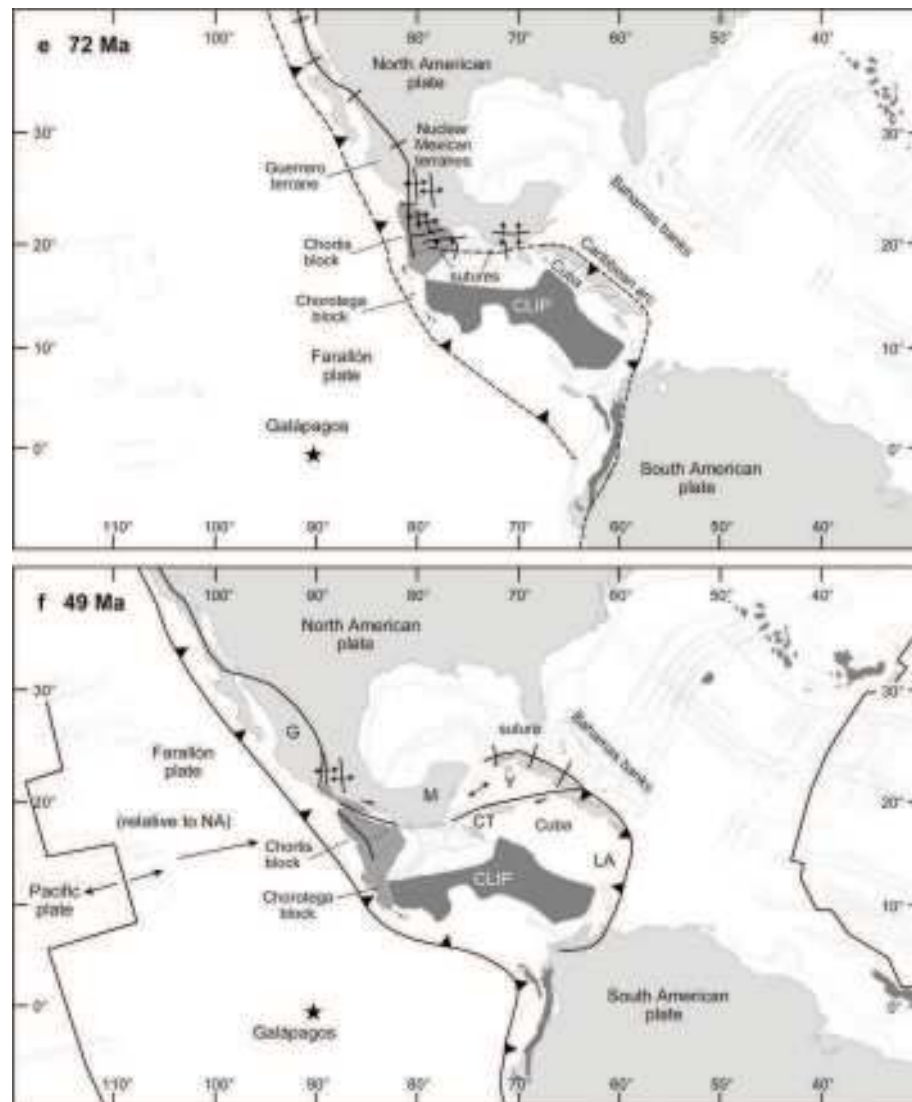


Figura 1.9: Mapas paleogeográficos de la región del mar Caribe hace 72 y 49 Ma. Siglas: CLIP, gran provincia ígnea del Caribe; G, terreno de Guerrero; M, bloque de Maya; CT, depresión de Caimán; Y, cuenca de Yucatán; LA, Antillas Menores. Tomado de *Mann et al.* [2007]

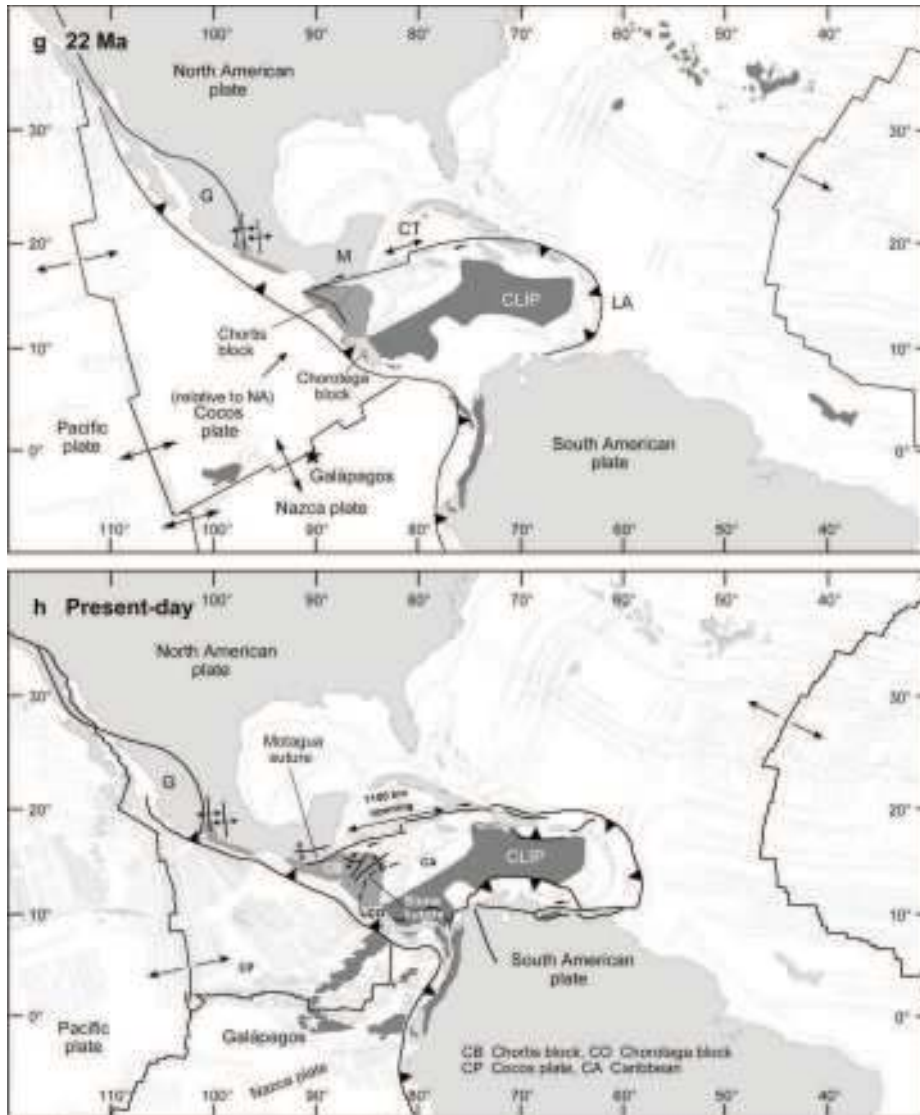


Figura 1.10: Mapas paleogeográficos de la región del mar Caribe hace 22 Ma y en la actualidad. Siglas: G, terreno de Guerrero; M, bloque de Maya; CT, depresión de Caimán; CLIP, gran provincia ígnea del Caribe; LA, Antillas Menores; CB, bloque de Chortís; Co, bloque de Chorotega; CA, placa de Caribe; CP, placa del Coco. Tomado de *Mann et al.* [2007]

Durante el Oligoceno y el inicio del Mioceno (25 - 20 Ma) la placa de Farallón se rompe en dos, dando lugar a las placas del Coco al norte y Nazca al sur [Hey, 1977] (Figura 1.10; arriba), puede que debido a la subducción simultánea de la placa de Farallón bajo Centroamérica y bajo Colombia con direcciones del surco distintas [Wortel y Cloetingh, 1981]. Este hecho modifica el movimiento de la placa subducente en el surco centroamericano dando lugar al régimen tectónico que en la actualidad domina esta zona y que ha permanecido hasta nuestros días con leves variaciones [Ehrenborg, 1996], con subducción casi ortogonal a la fosa en lugar de oblicua. Esta dirección de compresión NE da lugar según Ross y Scotese [1988] a la rotación en sentido horario del Macizo de Chiapas.

Aproximadamente en el Tortoniense, hace unos 8 Ma según Abratis y Wörner [2001], tiene lugar el comienzo de la subducción de la Cordillera del Coco bajo Costa Rica y quizás pueda relacionarse con la existencia de una barrera efectiva aquí entre el Mar Caribe y el Pacífico [Beu, 2001]. Esta barrera efectiva se fue extendiendo hacia al Sureste dando lugar a una alargada península que termina uniendo Norteamérica y Sudamérica hace 3 Ma, en el Plioceno [Kirby y MacFadden, 2005]. También a finales del Neógeno - Plioceno se desarrolló la depresión de Nicaragua, junto a una migración hacia la fosa del arco volcánico, producido todo ello probablemente por un «roll-back» de la subducción [Weinberg, 1992; Plank et al., 2002]. Durante el Mioceno Centroamérica quedó incorporada a la placa de Caribe. Desde aproximadamente el Burdigaliense (20 - 16 Ma), la placa de Caribe permanece «virtualmente estacionaria respecto al manto» según Müller et al. [1999], o en todo caso con una velocidad de desplazamiento hacia el oeste respecto al sistema de referencia internacional (ITRF) inferior a la de las placas de Norteamérica y Sudamérica [Meschede, 1998]. Esto hace que los límites norte y sur de la placa de Caribe, en su contacto con las placas de Norteamérica y Sudamérica, se comporten como unas grandes zonas de deformación en desgarre [Ross y Scotese, 1988; Giunta et al., 2006]. En el bloque de Chortís se formó el sistema de fallas de desgarre siniestras paralelas a la zona de sutura de Motagua (Chixoy - Polochic, Motagua, Jocotán - Chamelecón) en el contacto con el bloque de Maya, soldado este último a la placa de Norteamérica [Mann et al., 2007] (Figura 1.10; abajo). Además, se forman las estructuras extensivas del bloque, y probablemente la depresión de Honduras. Desde el Pleistoceno aproximadamente la configuración estructural ha permanecido sin alteraciones [Weinberg, 1992], habiéndose desarrollado ya el arco volcánico en su posición actual [Carr et al., 2007a].

1.3. Estructura y tectónica

La tectónica regional y por lo tanto las estructuras presentes en la zona, se caracterizan por la interacción de los diferentes bloques que conforman Centroamérica (Figura 1.11). Como ya hemos visto el norte de Centroamérica queda definido básicamente por el bloque de Chortís. Este bloque está separado del bloque de Maya (o Yucatán), soldado a la placa de Norteamérica, por una zona

de cizalla siniestra que configura el límite norte de la placa de Caribe. Al sureste del bloque de Chortís tenemos el istmo del sur de Centroamérica, que une el bloque de Chortís a Sudamérica. Este istmo a su vez está formado por dos bloques de menor tamaño, el de Chorotega y el de Chocó [Dengo, 1985] (también conocido como bloque de Panamá o microplaca de Panamá [Fisher *et al.*, 1994]). Los bloques de Maya y Chortís son reconocidos como bloques continentales, mientras que los de Chorotega y Chocó son de origen más incierto aunque suele apuntarse a mayor afinidad oceánica o transicional [Dengo, 1968]. La separación del bloque de Chortís del sur de Centroamérica parece darse a través de una zona de cizalla siniestra (falla de Santa Elena o de Gatún [Berrangé *et al.*, 1989; James, 2007]) que de algún modo es continuación del escarpe de Hess, y que ha sido definida como una sutura por algunos autores [Carr y Stoiber, 1977; Berrangé *et al.*, 1989].

Las principales estructuras del norte de Centroamérica se asocian a la interacción de los bloques descritos y otros menores que probablemente conforman el bloque de Chortís en su deformación interna. Así, las estructuras más destacables son los límites del bloque de Chortís con las otras placas litosféricas implicadas en la deformación de la zona, la Norteamericana y la del Coco. El límite Norteamérica - Caribe es una zona de cizalla siniestra que viene funcionando, como hemos visto, desde el Paleoceno, de manera que a lo largo del tiempo diferentes estructuras asociadas a este límite han tenido mayor o menor importancia. En la actualidad la falla de Motagua parece ser la estructura principal de este sistema en el bloque de Chortís, sin embargo otras estructuras están claramente marcadas en el relieve, como las fallas de Chixoy - Polochic o Jocotán - Chamalecón (Figura 1.11), lo que indica que su actividad en tiempo reciente ha sido muy importante [Burkart *et al.*, 1987; Gordon y Muehlberger, 1994], e incluso que aun puedan ser activas, como es probablemente el caso de la de Chixoy - Polochic [White, 1985]. El límite Caribe - Coco es una subducción de la segunda placa bajo la primera. La velocidad de aproximación de ambas placas está entre 70 y 90 mm/año en función del punto a lo largo de la fosa Mesoamericana [DeMets, 2001]. La zona de Benioff definida por la sismicidad es muy clara, teniendo un buzamiento alto en la subducción bajo el bloque de Chortís, alcanzando la sismicidad una profundidad máxima de unos 280 km (en el capítulo de sismotectónica – Capítulo 3, página 89 – se profundiza en las características de la zona). A pesar del alto nivel de sismicidad de la zona, y la alta velocidad de convergencia, el efecto de la subducción en cuanto a deformaciones sobre el bloque de Chortís parece no ser muy elevado.

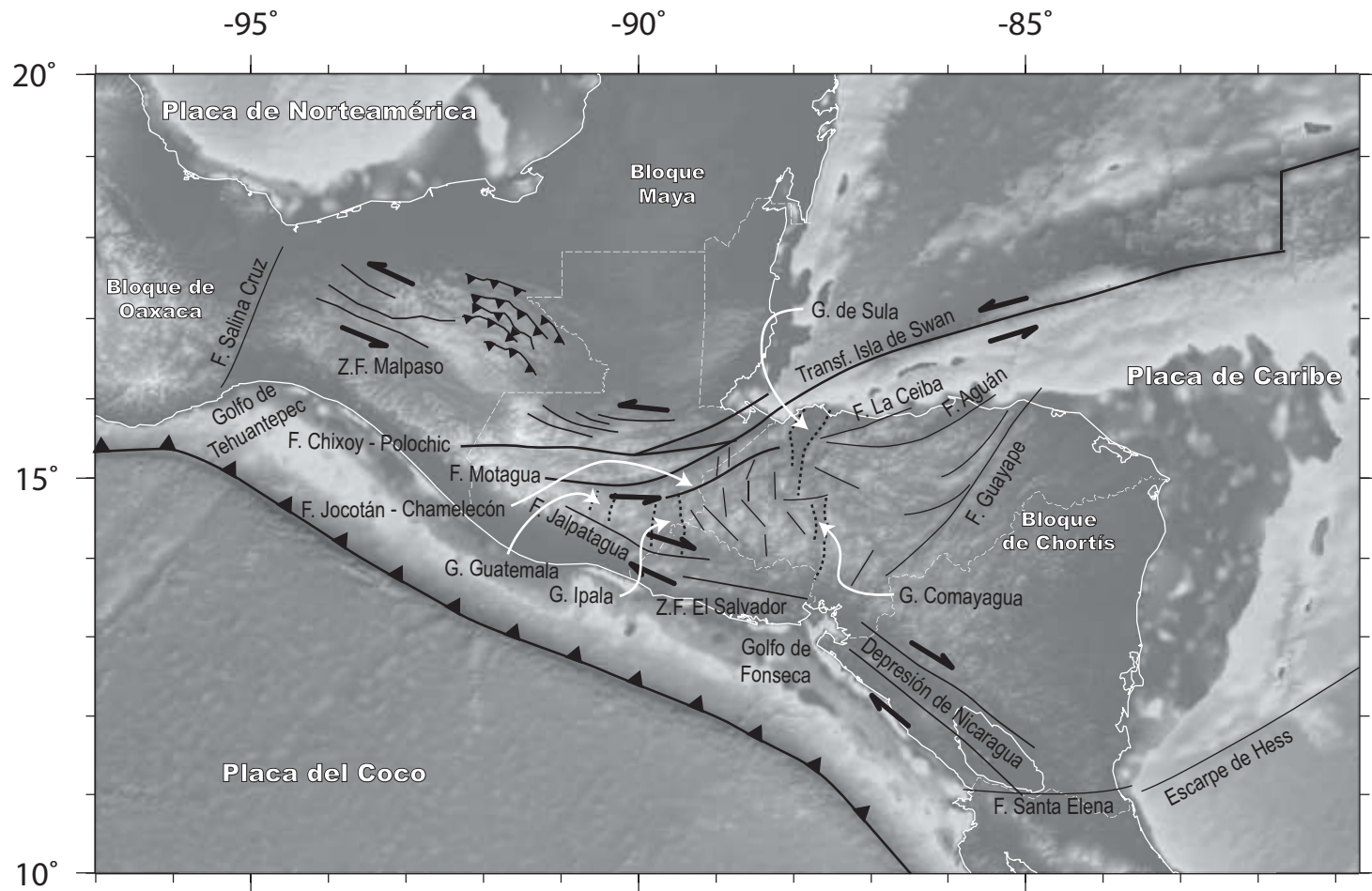


Figura 1.11: Mapa mostrando la localización y traza de las principales zonas y estructuras mencionadas en el texto.

Además de estas dos grandes «estructuras» principales que ponen en contacto placas litosféricas diferentes, encontramos asociados a la deformación de la zona de estudio otras estructuras de menor extensión:

Región de pliegues y cabalgamientos de Chiapas: Al norte de la falla de Motagua, en la provincia Mexicana de Chiapas y en el noroeste de Guatemala, se encuentra una región de pliegues y cabalgamientos de edad post-Miocena que enlazan al este con la zona de cizalla de Motagua y al oeste con la región de desgarres siniestros de Chiapas (Figura 1.11). Estos desgarres son de edad post-Miocena y forman fallas que llegan a tener longitudes de más de 100 km, siendo las más importantes las de Tecpatán - Ocosingo, Malpaso, y Telestaquín - San Cristóbal. Estas estructuras parecen estar asociadas de manera que forman un relevo compresivo y distribuyen parte de la deformación asociada al límite Norteamérica - Caribe [Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000].

Región de grábenes del bloque de Chortís occidental: Al sur de la falla de Motagua la deformación se caracteriza por la presencia de una serie de grábenes y fallas normales de dirección aproximada N-S y NNO-SSE. Estos grábenes se extienden desde el arco volcánico en Guatemala (Graben de Guatemala) hasta la depresión de Honduras, siendo esta una guirnalda de grábenes y fallas normales desde el graben de Sula (o Ulúa) al norte, hasta el Golfo de Fonseca en la costa pacífica [Muehlberger, 1976] (Figura 1.11). Uno de los mayores grábenes, si no el mayor, es el de Ipala, en el extremo occidental del bloque de Chortís, que presenta en su interior un vulcanismo cuaternario muy extendido, formando una región volcánica propia en el trasarco [Carr *et al.*, 2007a]. La presencia de estos grábenes evidencia la tectónica extensiva de dirección aproximada E-O presente en esta zona concentrada entre los grábenes de Guatemala e Ipala al oeste y la depresión de Honduras al este. Esta deformación alcanza una tasa de 8 - 10 mm/año [Guzmán-Speziale, 2001; Lyon-Caen *et al.*, 2006].

Arco Volcánico Centroamericano: Situado aproximadamente sobre la línea de profundidad 100 km de la zona de Benioff se encuentra el Arco Volcánico de Centroamérica. Este arco se extiende desde Costa Rica paralelo a la Fosa Mesoamericana hasta su intersección por la falla de Polochic al noroeste. El arco volcánico puede dividirse en tres segmentos con características estructurales diferentes, como se describirá en este trabajo, aunque clásicamente sus estructuras principales han sido limitadas a dos: Depresión Volcánica Centroamericana y Falla de Jalpatagua.

Depresión Volcánica Centroamericana: Fue reconocida en principio en Nicaragua, con una falla principal en el margen sur de la depresión formando un semigraben [McBirney y Williams, 1965], mientras que para van Wijk de Vries [1993] no existe una falla principal sino un relevo de fallas menores. A pesar

del marcado relieve negativo de la depresión, la actividad sísmica actual muestra eventos de desgarre en lugar de eventos normales. Esto ha llevado a varios autores a defender la existencia de un movimiento en desgarre diestro a lo largo del arco en Nicaragua [Mann *et al.*, 1990; Weinberg, 1992], aunque la ausencia de fallas principales paralelas a la fosa ha hecho que se plantee la existencia de algún tipo de tectónica de rotación de bloques en dominó [La Femina *et al.*, 2002]. Estudios recientes de GPS han confirmado la existencia del desplazamiento hacia el noroeste relativo a la placa de Caribe del bloque de proarco [Turner III *et al.*, 2007].

La presencia tan evidente de la Depresión de Nicaragua, la similitud geológica entre Nicaragua y El Salvador y la existencia del Golfo de Fonseca han hecho que la mayor parte de autores consideren que la depresión de Nicaragua se extiende de manera más o menos discontinua, o con menor magnitud por El Salvador, habiendo cambiado la dirección de la estructura de NO-SE a E-O [Gordon y Muehlberger, 1994], incluso en artículos recientes [James, 2007]. Sin embargo, estudios recientes muestran cómo la deformación en El Salvador tiene lugar a favor de estructuras de desgarre diestro de dirección aproximada E-O [Martínez-Díaz *et al.*, 2004; Corti *et al.*, 2005] y que no existen evidencias de la presencia de algún tipo de graben similar al de Nicaragua. En todo caso podrían formarse cuencas de tipo «pull-apart» en los relevos diestros de la estructura principal [Corti *et al.*, 2005; Álvarez-Gómez *et al.*, 2006; Agostini *et al.*, 2006].

Falla de Jalpatagua: Continuando las estructuras subparalelas a la fosa existentes en El Salvador y cerca de su frontera con Guatemala se produce un cambio de dirección del arco y de las estructuras asociadas tomando una dirección más NO-SE. La Zona de Falla de El Salvador [Martínez-Díaz *et al.*, 2004] es relevada de algún modo por la falla de Jalpatagua en Guatemala, que da lugar a un escarpe muy claro en la topografía [Muehlberger y Ritchie, 1975]. Esta falla presenta evidencias de movimiento diestro [Carr, 1976] y desaparece aproximadamente al sur del graben de Guatemala [Gordon y Muehlberger, 1994].

Falla de Guayape: Esta falla es una estructura muy continua que atraviesa Honduras de Norte a Sur, desde la costa del Caribe hasta la del Pacífico en el Golfo de Fonseca, a lo largo de más de 300 km [Gordon y Muehlberger, 1994]. La falla de Guayape presenta una dirección N30°E con una impronta en el relieve muy importante, controlando de manera evidente la red de drenaje [Muehlberger, 1976]. A pesar de la importante presencia en el relieve de esta estructura, no ha tenido actividad sísmica destacable en tiempo reciente. Para Gordon y Muehlberger [1994] la Falla de Guayape presenta un sentido de movimiento diestro provocado por la rotación de parte del bloque de Chortís, que da lugar a una serie de grábenes en el lado norte de la Falla de Guayape en forma de *splays* y de «pull-aparts» en relevos diestros. Este sentido de movimiento se opone al que

parece que la formó al final del Cretácico y al menos hasta el Eoceno, cuando probablemente actuó como una zona de cizalla siniestra [Mann *et al.*, 2007].

Fallas de desgarre intraplaca: Al este de la Depresión de Honduras aparecen una serie de fallas de desgarre siniestro con dirección paralela al límite Norteamérica - Caribe en el norte de Honduras [Manton, 1987]. De éstas hay tres fallas de mayor relevancia: La Ceiba, Rio Viejo y Aguán [Gordon y Muehlberger, 1994]. Rogers y Mann [2007] estudiaron recientemente estas estructuras con datos submarinos y de tierra y las describieron como fallas de deslizamiento oblicuo en un entorno transtensivo, es decir, junto con el salto siniestro visible en la red de drenaje existe un salto normal que genera la morfología de «rift» del borde norte del bloque de Chortís.

Fallas N120°E: Esta familia de fallas ha sido reconocida clásicamente en el bloque de Chortís y fueron interpretadas por Manton [1987] como desgarres de tipo diestro que han dado lugar a cuencas de «pull-apart». Anderson [1987] cartografió la hoja de Lepaterique (al sureste de Tegucigalpa) y aunque cartografió esta familia de fallas no encontró evidencias de salto en dirección y estaban cubiertas puntualmente por flujos de lava cuaternarios, de manera que podrían no ser activas en la actualidad. Gordon y Muehlberger [1994] encontraron fallas de esta dirección en el graben de Comayagua con estrías de cabeceo 67°E, evidenciando su carácter normal con componente diestra. Para Gordon y Muehlberger [1994] estas fallas actuaron como normales durante el Mioceno y han sido relevadas por las N-S en el cuaternario.

1.4. Modelos geodinámicos del norte de Centroamérica

El extremo noroeste de la placa de Caribe, el bloque de Chortís, experimenta una amplia variedad de regímenes de fracturación durante el Neógeno debido a la importante influencia de sus límites [Gordon, 1990]: el desgarre del límite Norteamérica - Caribe, que ha sido muy activo durante todo el Cenozoico; el área de fracturación normal al sur de la falla de Motagua; y la zona de deformación preferente del arco volcánico, que presenta principalmente deformación de desgarre. A esto hay que sumarle la posible influencia de la subducción de la placa del Coco bajo la de Caribe, es decir, bajo el bloque de Chortís.

Desde los años 70 se vienen proponiendo y refinando diferentes modelos cinemáticos que sean capaces de explicar las estructuras, relieve y sismicidad del bloque de Chortís. Antes, en los años 60, diferentes trabajos regionales sobre la geología de Centroamérica habían arrojado luz acerca de la composición y características del bloque de Chortís [Weyl, 1961; McBirney y Williams, 1965; Sykes y Ewing, 1965; Mills *et al.*, 1967; Dengo, 1968; Dengo y Bohnenberger, 1969; Molnar y Sykes, 1969; Bosse *et al.*, 1978, el último es una publicación tardía de la

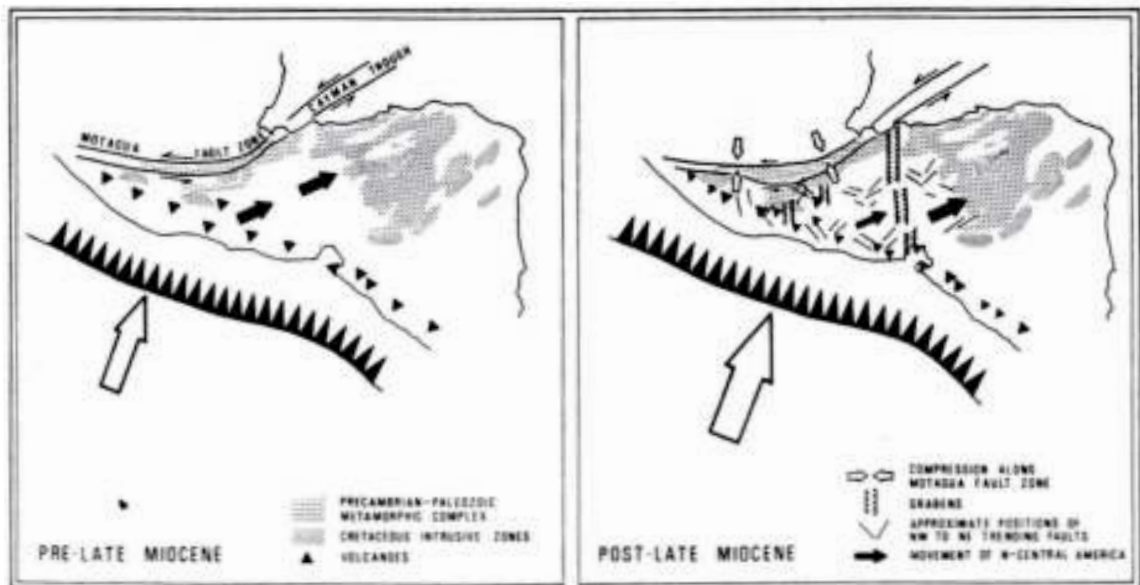


Figura 1.12: Modelo tectónico para el extremo occidental del bloque de Chortís de Malfait y Dinkelman [1972]; (Fig. 7, pag. 261): «Tectonic deformation of northern Central America as a result of increased underthrusting along the Middle America Trench 10 m.y. ago. Western Honduras and Southern Guatemala were pinned against North America along the Motagua fault zone by the resulting compression. Continued eastward movement of the Caribbean plate generated east-west tension which formed the graben system shown. Sizes of arrows reflect relative movements in pre-late and post-late Miocene time.»

cartografía geológica de El Salvador desarrollada a finales de los 60 por la llamada «Misión Geológica Alemana». En algunos de estos trabajos, sobre todo en los asociados a la sismicidad, comienza a verse la influencia del paradigma de la tectónica de placas, debido a los trabajos de Sykes y colaboradores sobre el tema [Sykes y Ewing, 1965; Sykes, 1967; Isacks et al., 1968; Molnar y Sykes, 1969; Isacks y Molnar, 1971].

El primer modelo geodinámico «moderno» (en cuanto a conceptos de tectónica de placas global) para la deformación del bloque de Chortís lo presentaron Malfait y Dinkelman [1972] en su trabajo sobre la historia y evolución de la placa de Caribe (Figura 1.12). En este modelo Malfait y Dinkelman [1972] proponen el pinzamiento del bloque de Chortís en la zona de Guatemala y Honduras debido al incremento de la tasa de subducción del Tortoniense (10 Ma). Al pinzarse la parte occidental del bloque y proseguir la oriental su movimiento hacia el este con la placa de Caribe se genera extensión E-O en el trasarco dando lugar a los grábenes de dirección N-S.

Pocos años más tarde, tras la ocurrencia de dos de los terremotos que cambiarían la forma de interpretar la tectónica de Centroamérica, el de Managua en 1972 y el de Guatemala en 1976, Plafker [1976] publicó su análisis tectónico del

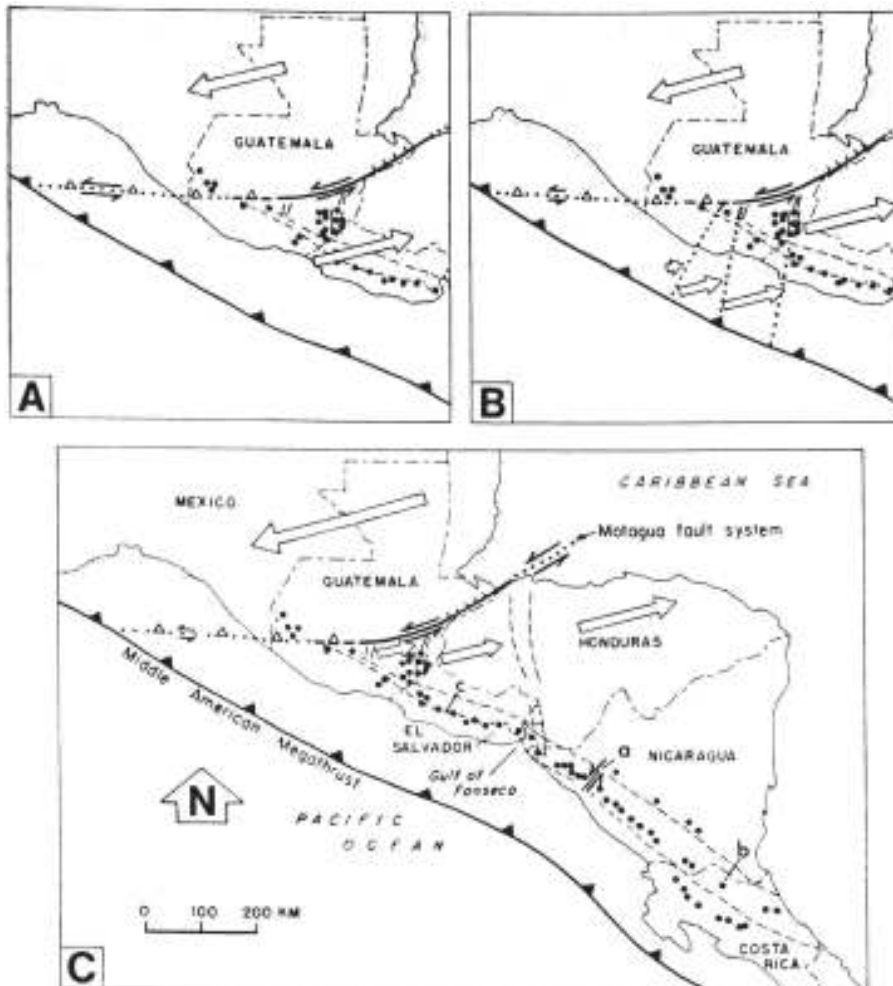


Figura 1.13: Modelo tectónico para el extremo occidental del bloque de Chortís de Plafker [1976]; (Fig. 7, pag. 1206): «Schematic diagrams showing three alternative models for the present tectonics of part of Middle America. Inferred plate motion directions and relative velocities are indicated by the open arrows; relative fault displacements are indicated by conventional symbols; black dots indicate major volcanoes; the shaded pattern outlines major zones of extension faults. The location of the 1972 Managua, Nicaragua (a), 1973 Costa Rica (b) and 1965 San Salvador (c) earthquakes (2, 32, 37) are shown in (C). See text for explanation.» Los números entre paréntesis (2, 32, 37) se corresponden con citas del propio artículo.

1.4. Modelos geodinámicos del norte de Centroamérica

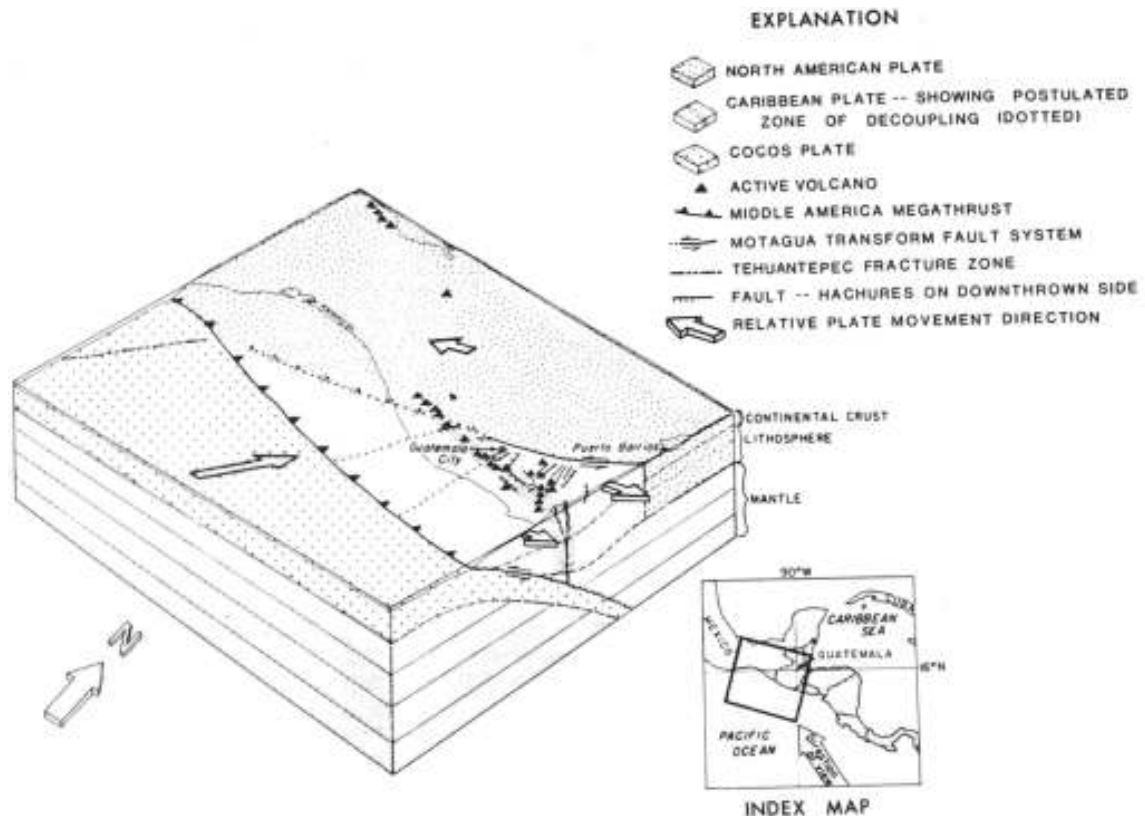


Figura 1.14: Modelo tectónico para el extremo occidental del bloque de Chortís de Plafker [1976] (cont.); (Fig. 8, pag. 1207): «Block diagram showing the relation of the Motagua fault zone and the inferred zone of decoupling within the Caribbean plate to major tectonic and volcanic elements in Guatemala and contiguous countries.»

terremoto de 1976 en la falla de Motagua (Figuras 1.13 y 1.14). En éste Plafker [1976] propone tres modelos diferentes para explicar la deformación del bloque de Chortís, contemplando su modelo predilecto (Figura 1.13C) todas las características de los modelos que en la actualidad se siguen discutiendo. En éste suma al modelo de Malfait y Dinkelman [1972] la presencia de una zona de debilidad en el arco volcánico que desacopla el bloque de proarco en contacto con la placa del Coco del resto del bloque de Chortís. Además, en su modelo, predice la variación de la cantidad de deformación hacia el oeste, de manera que el movimiento hacia el este del bloque va disminuyendo desde las tierras altas de Nicaragua hasta el arco en Guatemala. Como consecuencia del desacople entre el bloque de proarco y el bloque de Chortís a lo largo del arco volcánico se genera una zona de desgarre diestra, como muestra con un bloque diagrama 3D en su trabajo (Figura 1.14).

En la misma época Stoiber y sobre todo Carr, siguiendo los pasos de McBirney [1969], analizan la relación de la segmentación del arco volcánico centroamericano con la tectónica [Stoiber y Carr, 1973; Carr, 1976; Carr y Stoiber, 1977]

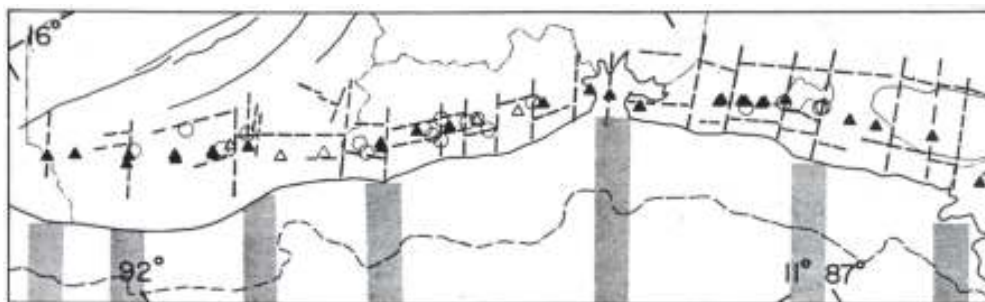


Figura 1.15: Modelo estructural para el arco volcánico de Centroamérica de Carr y Stoiber [1977]; (Fig. 4, pag. 154): «*Structural setting of moderate-size shallow earthquakes in Guatemala, El Salvador, and Nicaragua. Dashed lines show proposed longitudinal and transverse fault zones; circles mark locations of well-described destructive earthquakes; other symbols as in Figure 1. [Stippled bars mark positions of transverse structures; solid triangles indicate volcanoes with historic eruptions; open triangles indicate volcanoes with solfataric activity.]*»

basándose en las características geoquímicas de los volcanes, su distribución espacial y las estructuras cartografiadas en el arco (Figura 1.15). En su modelo proponen una segmentación del arco producida por estructuras transversales a este de carácter siniestro que reflejan estructuras similares en la placa subducente, es decir, defienden la existencia de fallas de rasgado (*tear faults*) en la placa del Coco al subducir espaciadas entre 100 y 200 km. El principal problema de esta hipótesis es la dificultad de comprobar la existencia de este tipo de estructuras en la placa del Coco al subducir, siendo más frecuente la existencia de plegamientos en la litosfera al subducir que roturas [Burbach y Frohlich, 1986]. En trabajos más recientes Carr *et al.* [2007a,b] ha seguido desarrollando el concepto de variación geoquímica a lo largo del arco y su segmentación.

Ya en los 80 Burkart [1983] trató de cuantificar la cantidad de deformación asociada a los grábenes de Honduras en relación con el movimiento de la falla de Motagua y de Polochic (Figura 1.16). En su modelo los grábenes N-S absorben gran parte de la deformación asociada al movimiento relativo entre la placa de Caribe y la de Norteamérica durante el Neógeno, hasta aproximadamente el 50 % de la deformación presente en la dorsal de Caimán según sus cálculos. Además proponen la existencia de una microplaca entre las fallas de Polochic y Motagua, en la terminación del límite Norteamérica - Caribe en el contacto del bloque de Chortís con el Maya. Esta «microplaca de Chuacus» apenas experimentaría deformación y se comportaría como un bloque rígido. Este modelo es similar al modelo de la Figura 1.13B, en el que no se contempla la existencia de la zona de debilidad del arco volcánico.

Un año después Mann y Burke [1984a] propusieron que los rifts presentes a lo largo del bloque de Chortís, con dirección aproximada N-S, se forman debido a la curvatura del límite Norteamérica - Caribe en el movimiento de la placa de Caribe «alrededor» del bloque de Maya (Yucatán). Este concepto de movimien-

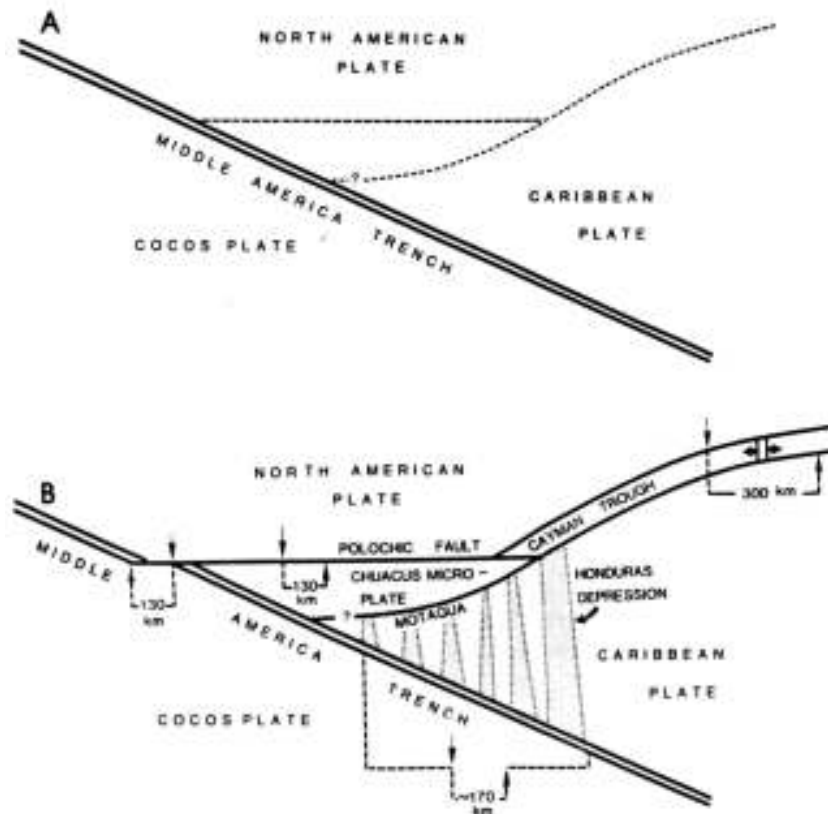


Figura 1.16: Modelo tectónico para el extremo occidental del bloque de Chor-tís de Burkart [1983]; (Fig. 7, pag.265): «A. Cocos, North American and Caribbean plates prior to offset across Polochic. B. Diagrammatic representation of present plate configuration in northern Central America. The proposed 300 km of Neogene offset across Cayman trough can be accounted for across Polochic (130 km), Motagua and Jocotán faults. Terrane south of Motagua extended by perhaps 170 km which was taken up across Motagua and Jocotán faults. The complexity and numbers of faults in this system are not indicated in diagrammatic representation. Much of this extension has taken place across the Honduras depression. The Chuacús microplate, wedged tightly between major plates, shows no extension.»

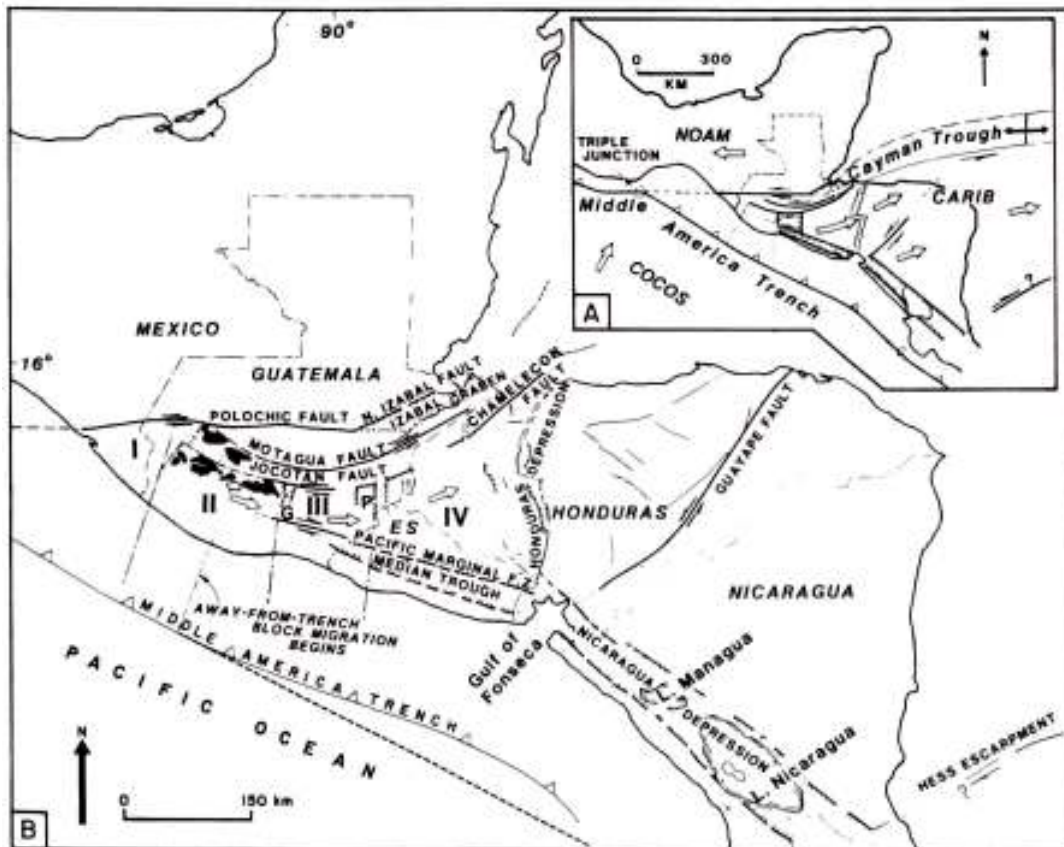


Figura 1.17: Modelo tectónico para el extremo occidental del bloque de Chor-tís de Burkart y Self [1985]; (Fig. 1, pag.22): «Rotation of upper crustal blocks in northern Central America and attendant effects. Inset shows three plates and their motions (open arrows). Subduction is in direction of teeth on Middle America Trench. Main diagram shows flat-bottomed, Quaternary, pumice-filled basins (black) that suggest continuation of Jocotán and Motagua strike-slip fault system into western Guatemala. Morphotectonic response to counterclockwise rotation includes development of extensional basins (shown by hachured faults) south of plate-boundary faults. G = Guatemala graben; P = Ipala graben; I, II, III, and IV are morphotectonic zones defined in text.»

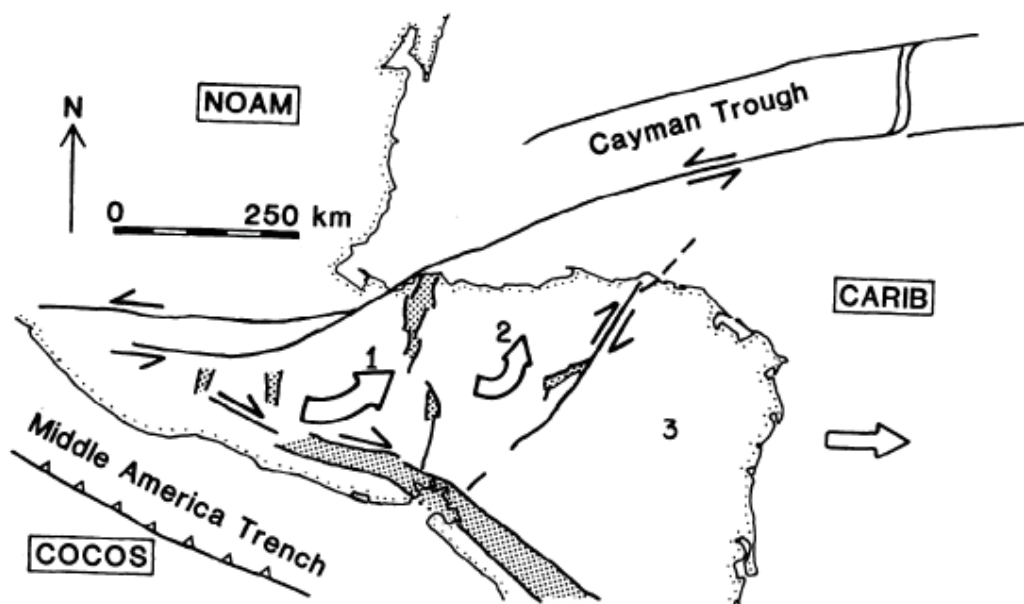


Figura 1.18: Modelo del bloque de Chortís de Gordon y Muehlberger [1994]; (Fig. 7, pag. 869): «Schematic view of evolving plate boundary zone. The Chortis block is deforming and is broken into smaller blocks which are rotating [Burkart and Self, 1985]. Numbers refer to regions discussed in text. Our region 1 incorporates the sub blocks 1-4 of Burkart and Self [1985]. We have modified their model by showing that the Guayape fault is dextral. It serves as the boundary between the rotating region and the main part of the Caribbean plate.»

to rotativo es tomado por Burkart y Self [1985] (Figura 1.17), quienes refinan el modelo de Burkart [1983], en el que la rotación de bloques y la segmentación consecuente del arco volcánico, este como zona de debilidad, dominan la deformación del bloque de Chortís. Este modelo es muy semejante al de Plafker [1976] (Figura 1.13C), añadiendo a este como novedades el movimiento rotativo de subbloques y los límites de estos en los grábenes de Guatemala, Ipala y la depresión de Honduras. Para Gordon [1990] y Gordon y Muehlberger [1994], la falla de Guayape presenta un movimiento reciente de tipo diestro (Figura 1.18), lo que explican mediante una rotación antihoraria de la parte central del bloque de Chortís, ajustando de esta manera el modelo de Burkart y Self [1985], que presentaba la falla de Guayape como siniestra (Figura 1.17).

En los últimos años se ha tratado de cuantificar las deformaciones que tienen lugar en el bloque de Chortís para mejorar o constatar estos modelos. Así, ha habido cuantificaciones de las deformaciones a partir del análisis de mecanismos focales [Guzmán-Speziale, 2001; Guzmán-Speziale et al., 2005; Cáceres et al., 2005; Guzmán-Speziale y Gómez-González, 2006] y a partir de datos de movimiento de GPS [DeMets, 2001; Lyon-Caen et al., 2006; DeMets et al., 2007; Turner III et al., 2007] (Figuras 1.19 y 1.20). En general estos datos se ajustan bastante bien a

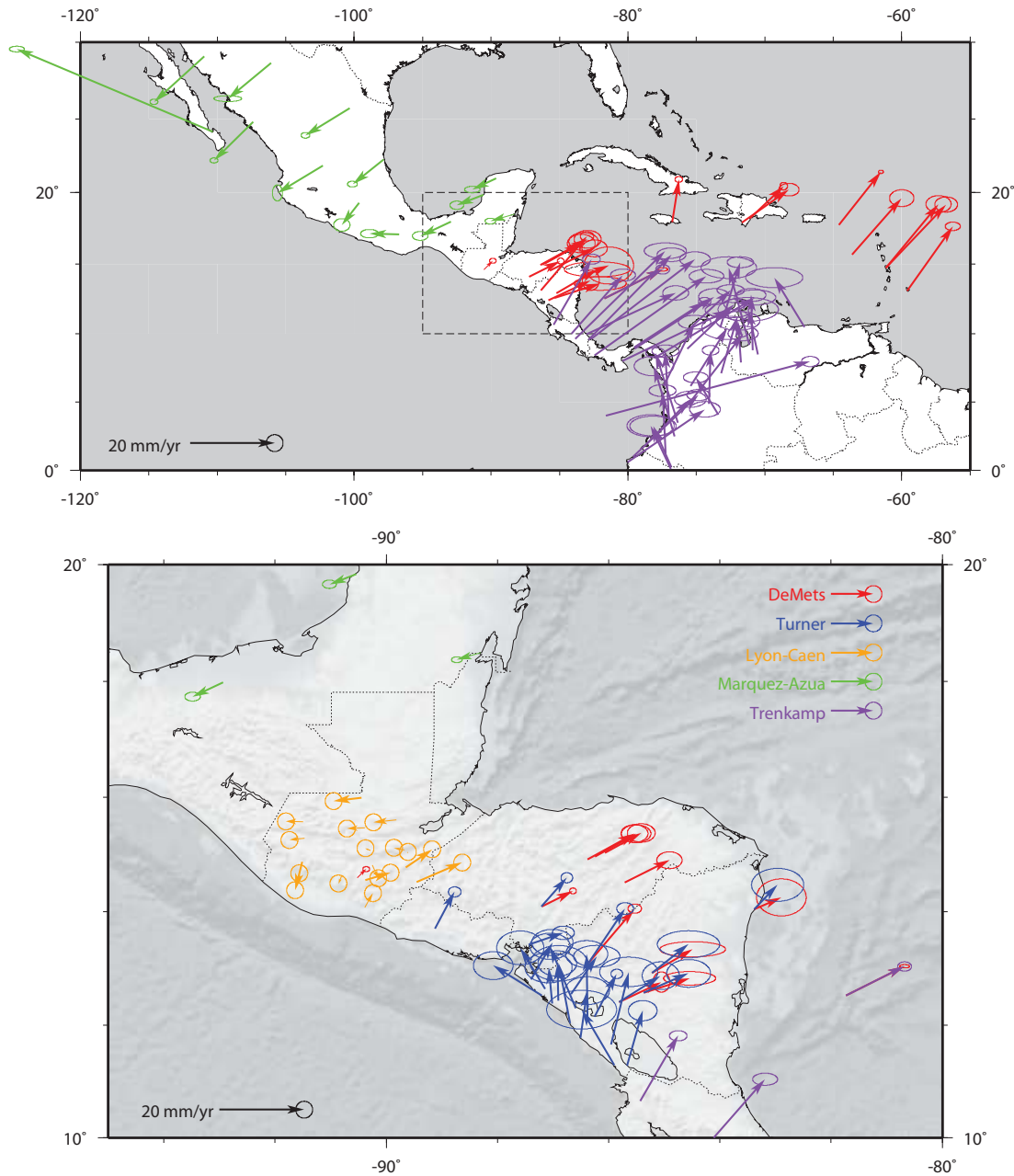


Figura 1.19: Vectores de movimiento referidos al sistema ITRF2000 obtenidos por GPS y publicados recientemente por *Trenkamp et al. [2002]*; *Márquez-Azúa y DeMets [2003]*; *Lyon-Caen et al. [2006]*; *Turner III et al. [2007]*; *DeMets et al. [2007]*.

los modelos de *Plafker [1976]*, *Burkart y Self [1985]* y *Gordon y Muehlberger [1994]*, aunque la rotación de los bloques y el movimiento diestro en la falla de Guayaque no se haya aun confirmado con los datos de sismicidad y GPS existentes (Figura 1.20).

1.4. Modelos geodinámicos del norte de Centroamérica

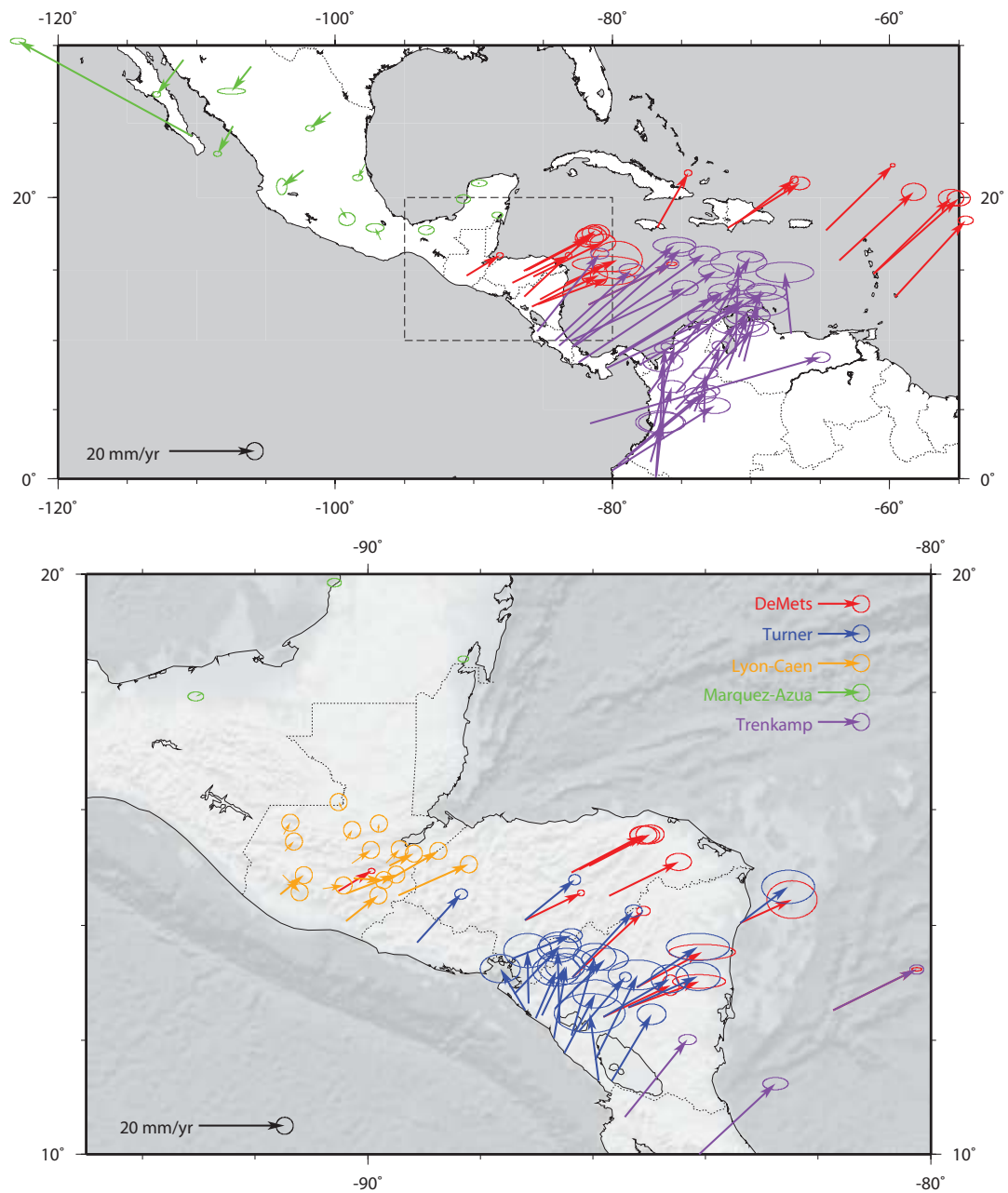


Figura 1.20: Vectores de movimiento equivalentes a los de la Figura 1.19 referidos al bloque de Maya fijo (estación de Mérida de Márquez-Azúa y DeMets [2003]). [Trenkamp et al., 2002; Márquez-Azúa y DeMets, 2003; Lyon-Caen et al., 2006; Turner III et al., 2007; DeMets et al., 2007].

Capítulo 2

Análisis morfotectónico

El análisis del relieve a partir de mapas, fotografías aéreas, imágenes de satélite, observaciones de campo o datos digitales es una herramienta básica en el estudio desde un punto de vista tectónico de la geomorfología. De estos diferentes tipos de datos, los modelos digitales de elevación (DEM en inglés, "*Digital Elevation Model*"¹) y los modelos digitales del terreno (DTM en inglés, "*Digital Terrain Model*"²) son los que más fácilmente se prestan a su uso en el estudio de la geomorfología a escala regional. El gran avance en las técnicas de computación y el aumento exponencial de los datos disponibles de manera gratuita a través de internet han hecho de los modelos digitales la fuente de datos topográficos básica para cualquier estudio relacionado con el relieve. Los modelos digitales de elevación permiten la visualización de la topografía y un análisis de los datos de ésta de manera mucho más detallada y eficaz que con los mapas de curvas de nivel convencionales [Mayer, 2000]; sobre todo al trabajar a escalas continentales.

En este trabajo he utilizado los datos de relieve de la misión SRTM ("*Shuttle Radar Topography Mission*" [NGA (*National Geospatial-Intelligence Agency*) y NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), – 2006]) en su versión 2³. Estos datos tienen una resolución de 3 segundos de arco (unos 90 m por celda en el ecuador) con errores en la vertical máximos de 16 m. Para estudiar la estructuración del terreno a diferentes escalas he suavizado los datos originales a tamaños de celda de 10 km, 5 km, 2 km, 1 km, 0.5 km y 0.3 km. De cada uno de estos modelos he obtenido mapas de pendientes y de orientación de éstas utilizando Surfer® [Golden Software, 2002]. Las pendientes son obtenidas a partir de la primera derivada parcial de la superficie definida en el modelo digital sin

¹Un modelo digital del terreno, según la definición de Wood [1996] es una representación en una malla regular de datos de la variación continua del relieve en el espacio. Es una discretización en intervalos regulares de un medio continuo con características fractales.

²La definición de modelo digital del terreno incluye entre otros aquellos modelos de tipo TIN ("*Triangulated Irregular Network*"), que no forman necesariamente una malla regular de celdas como en el caso de los DEM.

³Datos obtenidos gracias al CGIAR-CSI [– 2006]

restricciones direccionales.

$$P = \frac{dz}{dxy} = \sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2}, \quad (2.1)$$

que según la matriz espacial

$$\begin{vmatrix} Z_{NW} & Z_N & Z_{NE} \\ Z_W & Z_0 & Z_E \\ Z_{SW} & Z_S & Z_{SE} \end{vmatrix}, \quad (2.2)$$

donde Z_0 es el punto en el que calculamos la pendiente P , y Z_K es el dato vecino más cercano en la dirección K , entonces

$$P \approx \sqrt{\left(\frac{Z_E - Z_W}{2\Delta_x}\right)^2 + \left(\frac{Z_N - Z_S}{2\Delta_y}\right)^2}, \quad (2.3)$$

lo que expresado en grados es

$$P \approx \arctan\left(\sqrt{\left(\frac{Z_E - Z_W}{2\Delta_x}\right)^2 + \left(\frac{Z_N - Z_S}{2\Delta_y}\right)^2}\right). \quad (2.4)$$

Esta definición es ampliamente utilizada en la literatura [Evans, 1980; Zevenbergen y Thorne, 1987; Skidmore, 1989; Moore et al., 1993; Wood, 1996]. La orientación de esta pendiente (se utiliza el término «Aspect» en inglés) así mismo viene dada por el ángulo polar a partir de las dos derivadas parciales ortogonales (en x e y):

$$A = \arctan\left(\frac{\left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)}{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)}\right), \quad (2.5)$$

que expresado en coordenadas espaciales es

$$A = \arctan 2 \left[\frac{\partial z}{\partial y}, \frac{\partial z}{\partial x} \right]. \quad (2.6)$$

Utilizaré los modelos de 5 y 2 km de celda para definir las características morfoestructurales a escala regional. En las Figuras 2.1 y 2.2 se muestran los modelos digitales, orientaciones de caras y pendientes a ambas escalas. Usualmente se realizan mapas de morfolineamientos a partir de los modelos digitales [por ejemplo Paredes y Elorza, 1999; Johansson, 1999; Pérez López, 2003; Jordan et al., 2005; García Mayordomo, 2005] y en ocasiones también partiendo de los mapas de orientaciones de caras y pendientes [Jordan et al., 2005]. Los resultados obtenidos suelen ser subjetivos, aunque estadísticamente representativos de la estructuración tectónica. Como ejemplo presento dos mapas de morfolineamientos regionales trazados a partir de los modelos digitales, mapas de orientaciones de caras y pendientes, con pasos de celda de 5 y 2 km (Figura 2.3).

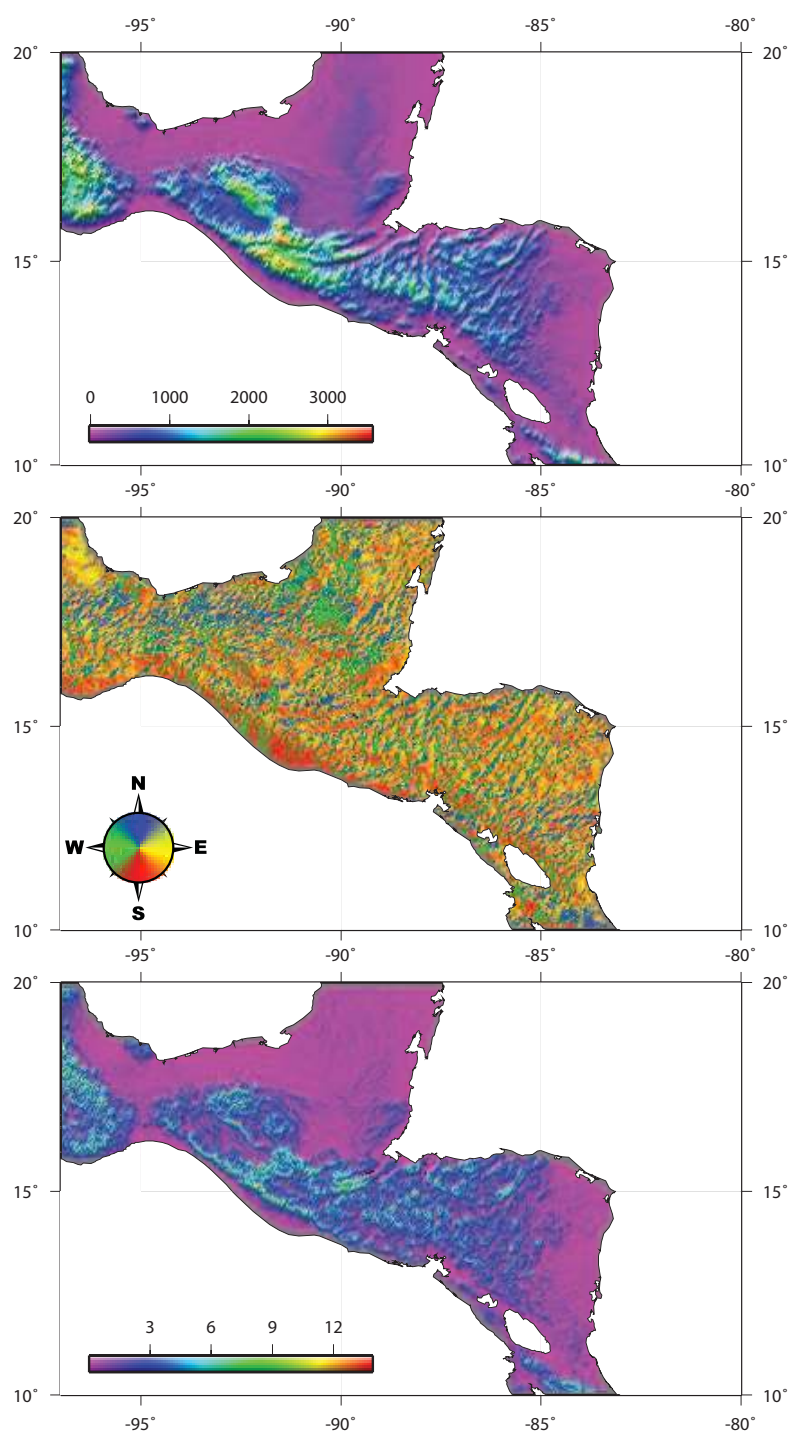


Figura 2.1: Superior – Modelo digital suavizado a celdas de 5 km de lado. Central – Mapa de orientación de caras extraído del MDT anterior. Inferior – Mapa de pendientes del MDT suavizado a 5 km.

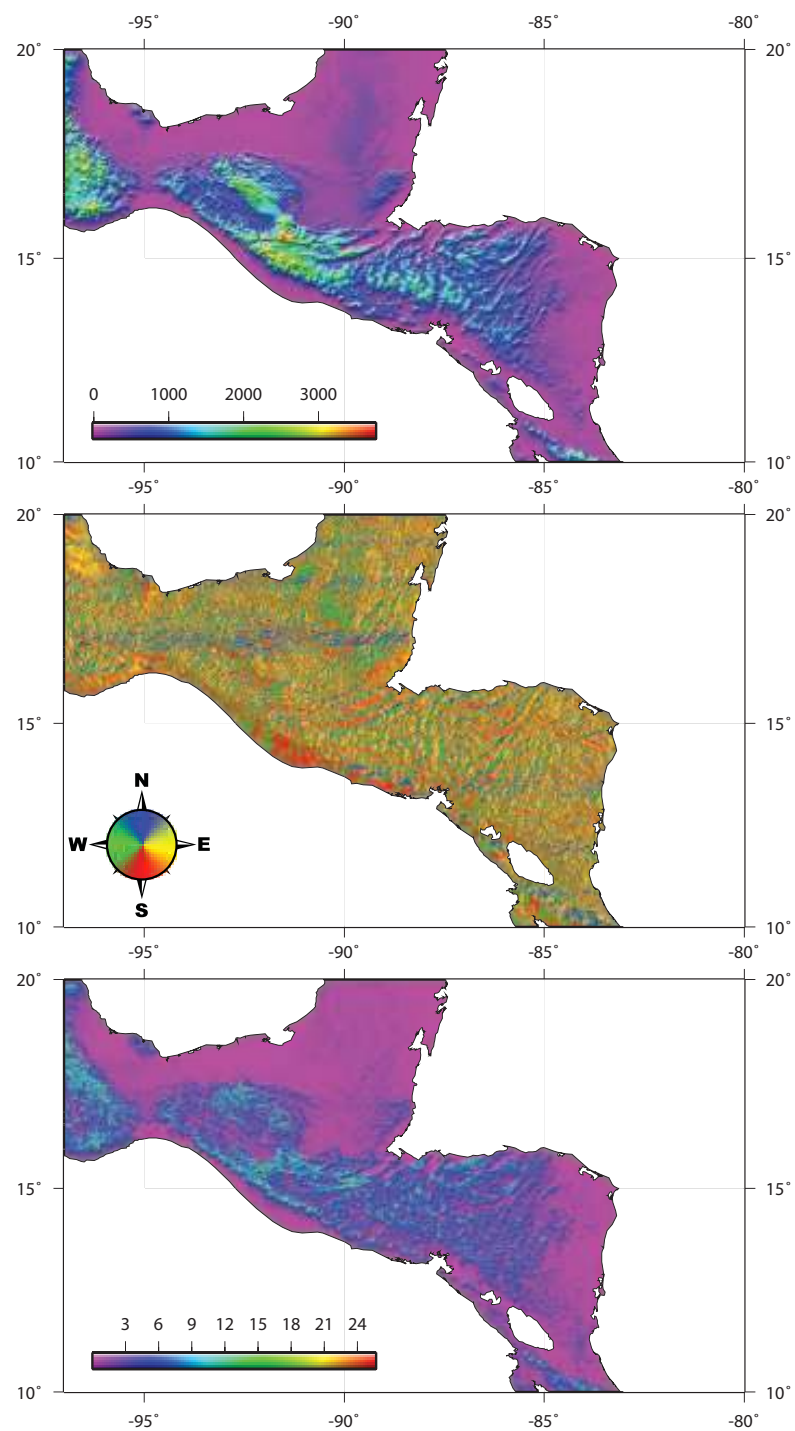


Figura 2.2: Superior – Modelo digital suavizado a celdas de 2 km de lado. Central – Mapa de orientación de caras extraído del MDT anterior. Inferior – Mapa de pendientes del MDT suavizado a 2 km.

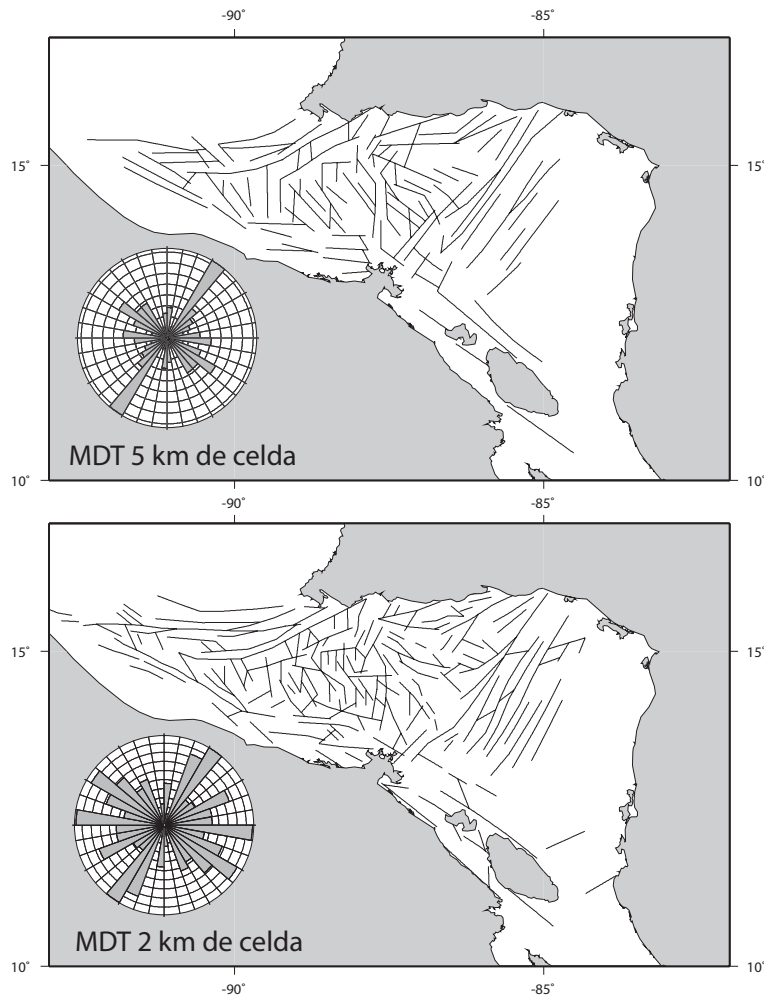


Figura 2.3: Mapas de morfolineamientos a partir de los MDT suavizados a 5 km y 2 km. Las rosas de direcciones representan la longitud acumulada de las líneas trazadas.

Como puede verse, a diferentes escalas los morfolineamientos reconocidos son diferentes aunque se mantiene la estructuración regional y algunas características comunes. Sin embargo, aunque las direcciones regionales y la estructuración general se mantenga, es arriesgado hacer interpretaciones tectónicas y calificar como fallas cada uno de los morfolineamientos reconocidos. Esto se hace evidente observando las diferencias entre los mapas de morfolineamientos de ambas escalas. Lo que en un mapa de menor escala puede ser interpretado como falla, a mayor escala puede llegar a carecer de sentido. Esto es una consecuencia evidente tanto de la naturaleza fractal de la fracturación y su autosemejanza (ver como ejemplo el trabajo recopilatorio de *Bonnet et al.* [2001]) como de la tendencia del investigador a trazar lineamientos continuos a partir de rasgos fragmentarios.

2.1. Análisis general

En la siguiente sección analizo la geomorfología del norte de Centroamérica a escala general, proponiendo una subdivisión en bloques del área. Más tarde analizaré independientemente y en detalle cada uno de estos bloques para obtener características estructurales y geomorfológicas que me ayuden a obtener información acerca de la tectónica reciente. Utilizo en esta sección tres herramientas principales: perfiles altimétricos, rosas de direcciones de pendientes y análisis hipsométricos; acompañado de una valoración cualitativa de las principales estructuras y rasgos a macroescala para subdividir el área en bloques.

Subdivisión en bloques del área de estudio

Quiero destacar que la subdivisión en bloques la he realizado teniendo en mente su derivación de la tectónica regional, y por tanto atendiendo a rasgos geomorfológicos de escala regional derivables a priori de la actividad tectónica. La subdivisión aquí presentada es más simple por este motivo que aquellas realizadas desde los aspectos esencialmente geomorfológicos y de menor escala, como la propuesta por *Marshall* [2007].

Sobre el modelo digital de menor detalle (celda de 10 km) he procedido a subdividir el área de estudio en zonas cuyos rasgos geomorfológicos a esta escala son diferenciables (Figura 2.4) y teniendo en cuenta los rasgos observados en los modelos de 5 y 2 km de tamaño de celda. En total he diferenciado seis zonas, tres para el bloque de Chortís propiamente dicho (similar a las divisiones realizadas por *Burkart y Self* [1985], *Rogers* [2003] o *Marshall* [2007] entre otros), y tres para el arco volcánico (coincidentes sus límites con algunos de los propuestos por *Stoiber y Carr* [1973]). Algunas de las estructuras tectónicas regionales son claramente visibles y han sido utilizadas para definir los límites entre bloques diferentes, tanto por su geomorfología, como por su historia y papel en la tectónica actual. Un límite evidente es la zona de falla de Motagua-Polochic-Isla de Swan, que constituye el contacto entre las placas de Norteamérica y de Caribe, y es el límite occidental del bloque de Chortís [*Dengo y Bohnenberger*, 1969]. Hacia el este de esta estructura se define la parte Occidental del bloque de Chortís hasta la vertiente oriental de la depresión de Honduras. Se puede observar claramente en el modelo de menor detalle esta zona deprimida, elongada en dirección aproximada Norte-Sur, que une el graben de Sula al norte con el golfo de Fonseca al sur [*Mills et al.*, 1967; *Muehlberger*, 1976]. En los modelos de mayor detalle (Figuras 2.1 y 2.2) puede verse como en realidad esta depresión está formada por una guirnalda discontinua de grábenes y estructuras extensionales (Figura 2.3)[*Mills et al.*, 1967; *Muehlberger*, 1976]. Desde esta depresión y hasta la falla de Guayape al este se define la zona central del bloque de Chortís. La zona de falla de Guayape se manifiesta también claramente como una alineación de dirección NE-SO que parte del golfo de Fonseca y termina bajo el Caribe. Desde esta falla y hasta el mar Caribe hacia el este (probablemente podríamos extender

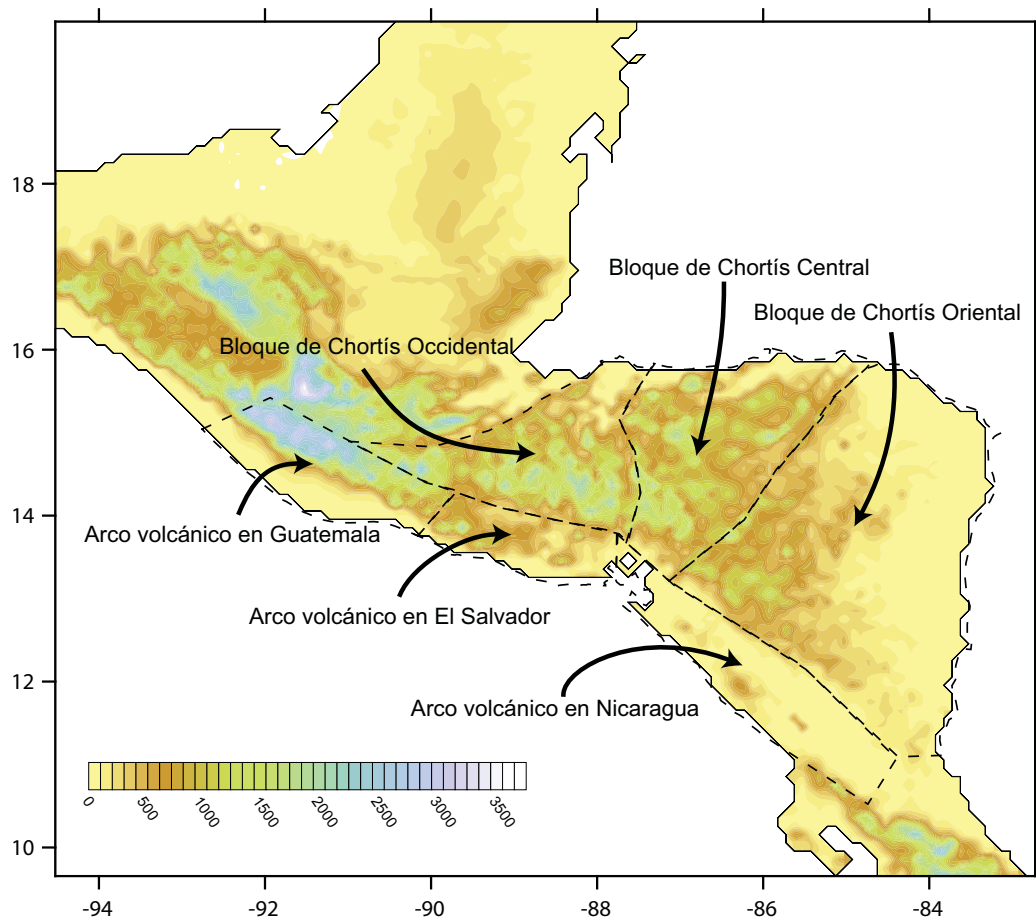


Figura 2.4: Zonación morfotectónica del área de estudio sobre el modelo digital suavizado a celdas de 10 km de lado.

esta zona bajo el mar hasta el escarpe de Hess) queda definida la parte Oriental del bloque de Chortís.

Los criterios para definir las zonas del arco volcánico pasan tanto por las características morfoestructurales como por la disposición de los edificios volcánicos. El arco volcánico está segmentado, formando sus edificios alineaciones bien diferenciadas con relevos diestros y/o variaciones en la dirección del arco [Stoiber y Carr, 1973; Carr, 1976; Carr y Stoiber, 1977]. Se puede observar como estos segmentos forman tres alineaciones principales donde la orientación general del arco varía levemente. Así tenemos que tanto en la zona de Guatemala como en la de Nicaragua el arco volcánico se dispone con dirección aproximada N130°E, mientras que en la zona de El Salvador el arco se dispone con dirección N105°E. Los límites entre estos segmentos son difusos pero se pueden localizar de manera aproximada. El cambio de dirección entre el segmento de Nicaragua y el de El Salvador se localiza en el golfo de Fonseca, mientras que el cambio de dirección entre el segmento de El Salvador y el de Guatemala se localiza cerca de la frontera entre ambos países, inmediatamente al sur del graben de Ipala.

Además de esta diferencia en la dirección de las alineaciones de los edificios volcánicos, estas zonas del arco presentan características morfológicas y estructurales diferentes.

Perfiles altimétricos

Para establecer una segmentación del arco volcánico desde un punto de vista geomorfológico he realizado una serie de perfiles altimétricos longitudinales sobre éste (Figura 2.5). He realizado un perfil que pasa por las cimas de los volcanes y otro que lo hace por la zona trasarco, a unos 20-30 km del primer perfil. A partir de estas medidas he realizado la curva de medias para cada perfil con un intervalo de 0.05° en longitud. Con estas medias he calculado la diferencia de alturas entre ellas $d = \bar{h}_{volcanes} - \bar{h}_{trasarco}$ y su relación $r = \bar{h}_{volcanes} \div \bar{h}_{trasarco}$, ésta ha sido proyectada sobre un eje de ordenadas logarítmico para facilitar la lectura (Figura 2.5). Pueden apreciarse claramente en la figura las diferencias entre las tres zonas del arco volcánico así como la localización aproximada del paso de una zona a otra.

La zona de **Guatemala** presenta un relieve medio muy alto, con cimas que llegan a superar los 4000 metros de altura. El perfil presenta en esta zona una clara pendiente general hacia el este que, al observar con detenimiento la curva de las diferencias puede subdividirse en dos gradientes (marcados con línea gruesa discontinua sobre la curva de diferencias en la Figura 2.5). El límite entre éstos coincide de manera aproximada con uno de los límites de segmentación del arco volcánico propuestos por *Stoiber y Carr* [1973] (Figura 1.15, página 27), al sur del graben de Guatemala, en la terminación occidental de la falla de Motagua [*Plafker*, 1976]. Este límite es además también propuesto por *Burkart y Self* [1985] (Figura 1.17, página 29) como el límite entre sus zonas II y III, de manera que su zona II coincidiría con el microbloque occidental del arco en Guatemala y la zona que denominaron III coincidiría con el microbloque oriental. Este efecto de doble gradiente se debe principalmente a la variación en altura de los edificios volcánicos a lo largo del arco, ya que el perfil trasarco mantiene el gradiente aproximadamente constante hasta entrar en la zona de El Salvador. Además, este límite, como ya se ha indicado, coincide con una de las segmentaciones de *Stoiber y Carr* [1973], por lo que se corresponde con un salto también en la posición del arco volcánico hacia el mar (ver también la Figura 1.15, página 27). La variación en altura de los edificios volcánicos podría estar relacionada con la tectónica del basamento sobre el que se levanta y/o con la variación espacial de la tasa de actividad volcánica [*Carr et al.*, 2007a]. Otra de las características que diferencia a esta zona de las otras dos es la mayor altura general de la zona trasarco que la de la base de la cadena volcánica. Este hecho queda claramente reflejado en la línea de la relación entre ambas alturas de la Figura 2.5. En ésta vemos como el valor medio de la relación en esta zona está por debajo 1, como también está por debajo de 0 en la curva de diferencias, situación que cambia al pasar a la zona del arco en El Salvador.

El límite entre las zonas del arco en Guatemala y **El Salvador** está situado,

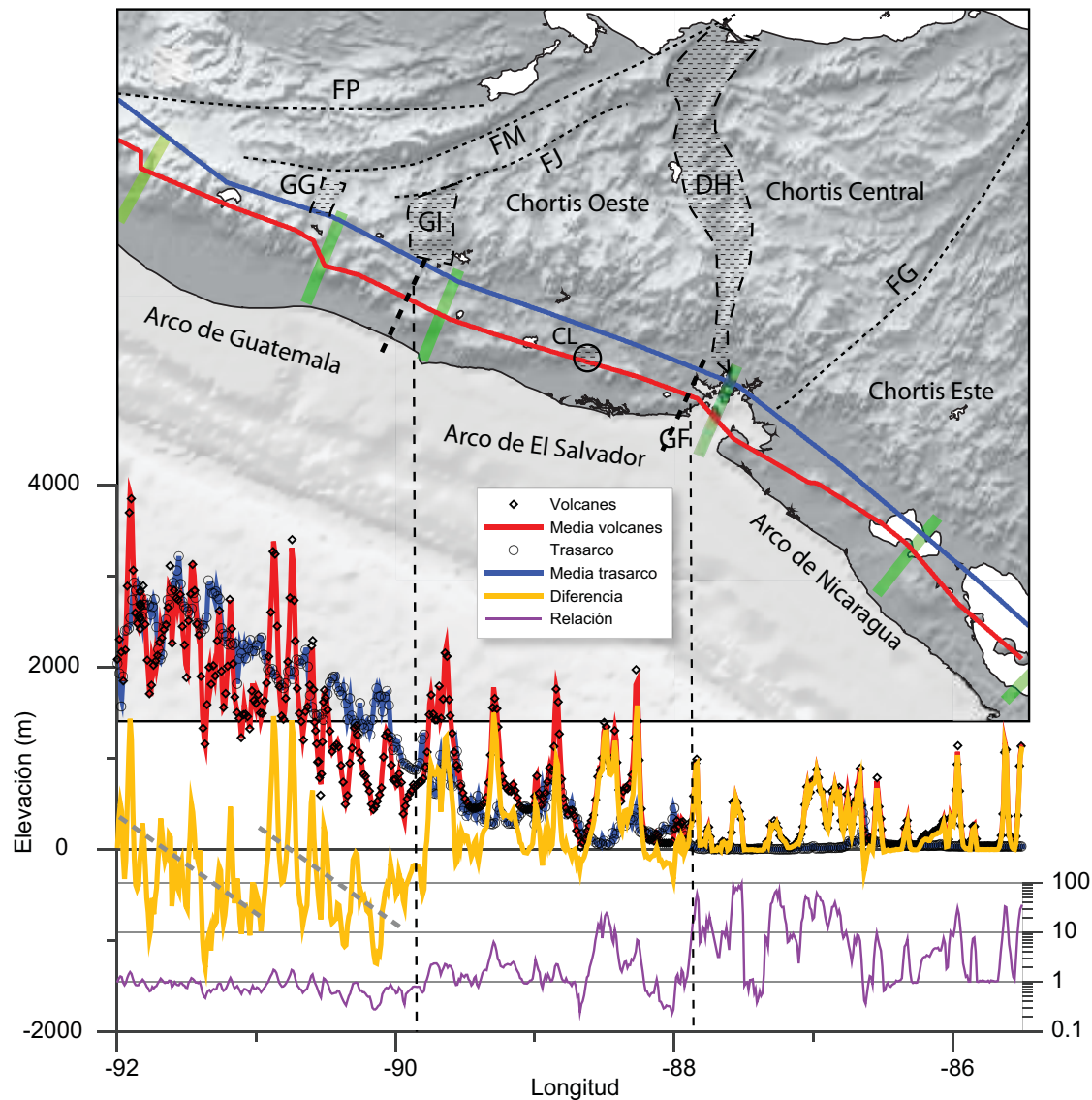


Figura 2.5: Perfiles longitudinales de elevación a lo largo de la zona trasarco del arco volcánico (línea azul) y de los edificios volcánicos más importantes (línea roja). En línea discontinua los límites entre zonas morfotectónicas, en línea gruesa sombreada de verde los límites entre segmentos propuestos por *Stoiber y Carr* [1973]. Las áreas con patrón son estructuras de tipo extensional mencionadas en el texto. Las líneas punteadas marcan fallas principales. FP: Falla de Polochic; FM: Falla de Motagua; FJ: Falla de Jocotán; FG: Falla de Guayape; GG: Graben de Guatemala; GI: Graben de Ipala; DH: Depresión de Honduras; CL: Cuenca del Lempa; GF: Golfo de Fonseca.

como se aprecia en la Figura 2.5, al sur del graben de Ipala. En esta zona vemos un cambio radical en la forma de los perfiles y las curvas de diferencia y relación. Hacia el este del límite vemos cómo las diferencias entre la base de la línea de volcanes y la zona trasarco son mínimas. Límites similares fueron definidos por *Burkart y Self* [1985], entre sus zonas III y IV, y por *Carr y Stoiber* [1977], aunque el de este último fue definido hacia el este del propuesto aquí. En esta zona también podemos definir dos secciones, en este caso en función de la altura de la zona trasarco, observable con facilidad en la curva de relación de la Figura 2.5. Existe una zona occidental con valores cercanos a 1 y nunca superiores a 10, que da paso a la zona oriental donde los valores oscilan entre bastante menores de 1 (hasta 0.2 - 0.3) y superiores a 10. El límite entre ambas zonas está en la cuenca del río Lempa en la zona de Berlín y tiene su explicación y expresión clara en la topografía de esta zona como se verá en siguientes secciones.

La característica principal de la zona del arco en **Nicaragua** es la presencia de la depresión Nicaragüense. La topografía de esta zona es prácticamente llana, con excepción de los edificios volcánicos actuales y relictos de edificios Miocenos. Esto queda patente en la curva de altura trasarco, que apenas se despega del eje de abscisas (Figura 2.5). Esto hace que la curva de diferencias esté casi constantemente por encima del valor de 0, únicamente alterado al paso del perfil por el área de la falla de Tiscapa en el Lago Managua, y que la curva de relación alcance valores muy altos (hasta de 100).

Rosas de direcciones de pendientes

Para obtener las orientaciones preferentes de las estructuras de cada zona de un modo más objetivo que el trazado de morfolineamientos, he procedido a obtener diagramas de rosas de direcciones de las orientaciones de las caras. Parto del hecho de que la existencia de pendientes y taludes está parcialmente controlada por la actividad tectónica, y que la alineación con direcciones preferentes de éstos suelen marcar accidentes tectónicos. Estos diagramas los he obtenido para cada zona definida anteriormente utilizando todas las escalas de suavizado (Figura 2.6). El haberlo realizado a diferentes escalas permite ver tanto una variación en la importancia relativa de las diferentes familias de estructuras, como la escala a la cual las estructuras regionales pierden importancia en favor de rasgos menores de direcciones aleatorias. Observando la Figura 2.6 se hace evidente como a menores escalas, el menor número de datos puede provocar que aparezcan familias con más relevancia aparente que la real, aunque las de mayor importancia suelen corresponder con la estructuración tectónica (ver por ejemplo la rosa de la zona oeste del bloque de Chortís a escala de celda de 10 km). Por el contrario, en las rosas de mayor escala, lo que se obtiene es un elipsoide irregular cuyos ejes se orientan en las direcciones de las estructuras de mayor importancia, pero se hace complicado determinar las principales familias. De todo el conjunto de análisis se puede afirmar que las escalas que mejor representan la estructuración tectónica regional sin perder detalle suficiente son

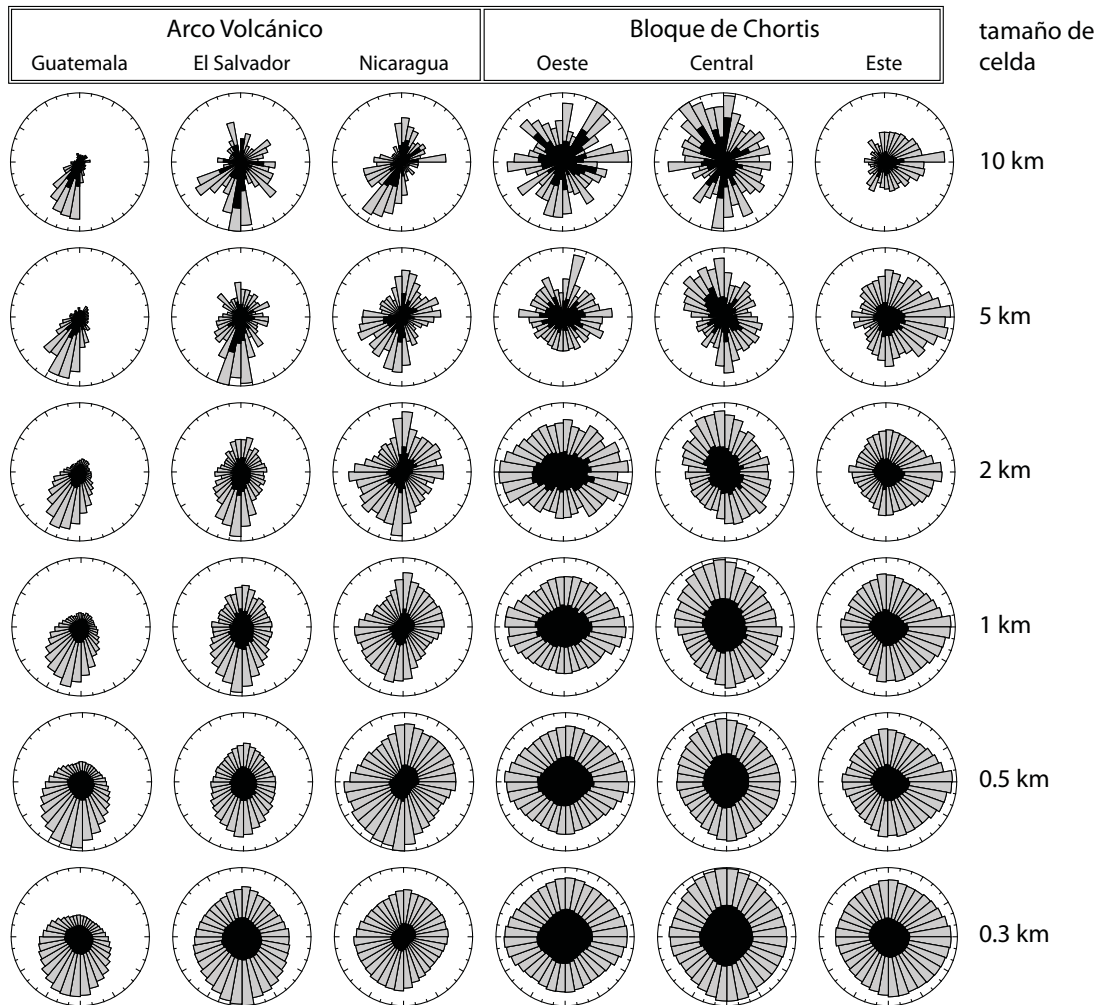


Figura 2.6: Rosas de orientaciones de las caras del MDT a diferentes tamaños de celda por zonas. La rosa de pétalos negros del interior representa aquellas caras cuya pendiente es mayor a la media de la población de la zona.

las de 5 y 2 km.

En la Figura 2.7 he representado gráficos polares de la orientación de pendientes (para un tamaño de celda de 2 km) y de la orientación de la red de drenaje para cada zona (más adelante se verá en detalle). Para facilitar la interpretación, a las frecuencias, o acumulación de longitudes en el caso de la red de drenaje, se le ha restado el valor mínimo obtenido en cada rosa, de modo que observamos la diferencia entre el valor real y el mínimo (véase la diferencia entre los gráficos polares de las orientaciones de pendientes y las rosas de 2 km de celda de la Figura 2.6). Las diferencias entre las zonas son evidentes, aunque algunas de ellas comparten ciertos rasgos: Las zonas del arco en Guatemala y El Salvador presentan lóbulos muy marcados en una dirección predominante, aunque esta varía en cada zona; y las zonas occidental y central del bloque de Chortís presentan analogías en sus gráficos polares, aunque varían las di-

2.1. Análisis general

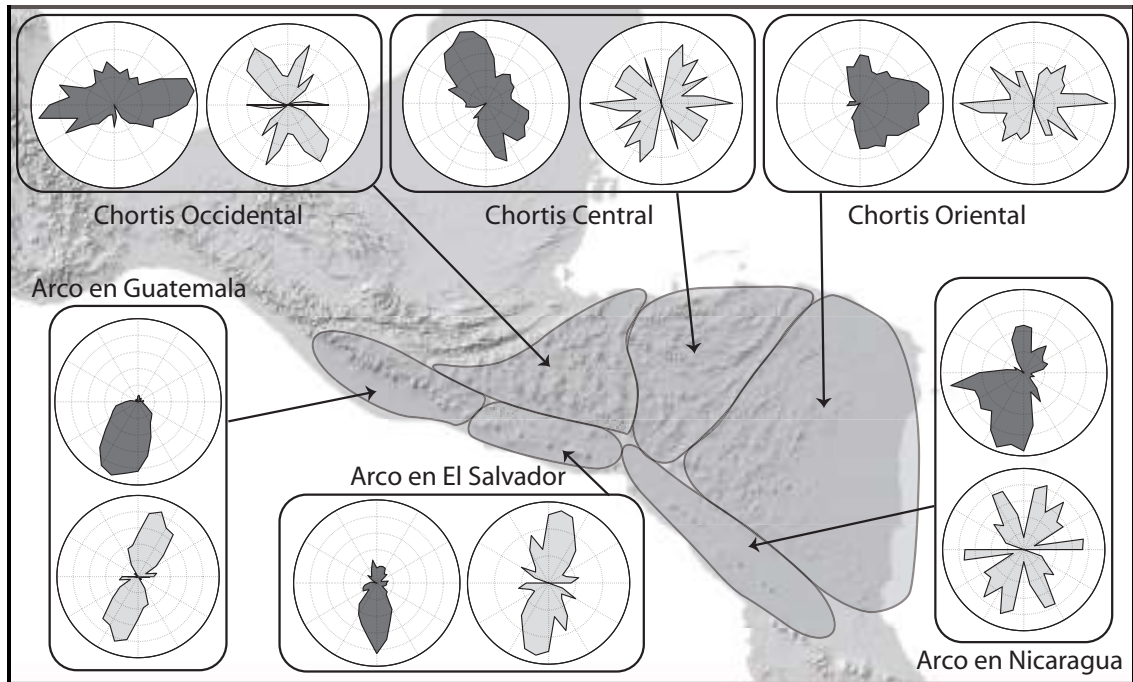


Figura 2.7: Gráficos de direcciones de pendientes en gris oscuro (análogas a las de la Figura 2.6 con un tamaño de celda de 2 km.) y direcciones de la red de drenaje, en gris claro.

recciones predominantes. Las orientaciones serán discutidas con más detalle en el análisis de cada zona, pero resaltaré algunos rasgos importantes. En el arco volcánico existe una gran diferencia entre los gráficos de Guatemala y El Salvador, y los de Nicaragua. Mientras las primeras zonas presentan direcciones muy marcadas y claras, en Nicaragua las direcciones son más variables. Esto se debe al mayor relieve de las dos primeras zonas respecto a la planicie que constituye la mayor parte del arco en Nicaragua. El caso del bloque de Chortís es similar, las zonas central y occidental difieren mucho de la oriental, en la que la influencia del gradiente en dirección E, hacia el mar caribe, es muy patente. De manera preliminar podemos decir que las zonas orientales del norte de Centroamérica parecen mucho menos afectadas, al menos en su relieve, por la actividad tectónica. Esto puede ser debido a una intensidad tectónica muy baja o bien a una predominancia de los procesos sedimentarios. La primera de las opciones podemos aplicarla a la zona oriental del bloque de Chortís, sin embargo la zona del arco volcánico en Nicaragua es muy activa tectónicamente como muestra la actividad sísmica. En este caso los procesos tectónicos no están dando lugar a un relieve muy marcado, por lo que los procesos tectónicos en esta zona no están elevándola, si no en todo caso hundiéndola, dejando como la mayor impronta en el relieve en esta zona la ausencia de éste.

Hipsometría

He realizado un análisis de la hipsometría para cada uno de los bloques definidos utilizando el MDT de mayor detalle (0.3 km de celda)(Figura 2.11). He utilizado una variación de la definición de curva hipsométrica de *Strahler* [1952], sustituyendo el área entre curvas de nivel con que se definió originalmente, por el producto del área que representa cada celda por el número de píxeles (celdas) que contienen alturas comprendidas entre los límites superior e inferior de cada intervalo. Esta modificación permite trabajar directamente con los datos reales y no es necesaria la generación de curvas de nivel por interpolación. Los intervalos escogidos son de 10 metros. La curva hipsométrica es la representación de las proporciones de altura y área para una elevación determinada, es decir, se traza la altura relativa **Rh** frente al área relativa **Ra**. Siendo (ver Figura 2.8)

$$Rh = \frac{h}{H} \quad (2.7)$$

donde **H** es la altura máxima y **h** es la altura sobre la cual se calcula el área **a**, que en relación con el área total **A** define

$$Ra = \frac{a}{A}. \quad (2.8)$$

En la Figura 2.10 se presentan los valores de la integral hipsométrica para cada zona. Esta fue definida por *Strahler* [1952] como una medida del volumen de masa terrestre situada bajo la superficie topográfica hasta una altura de referencia dada, con respecto al volumen teórico de una masa sin erosionar. Es decir, en la curva hipsométrica sería el área bajo ésta en relación al área total del cuadrado. Matemáticamente viene expresado así:

$$V = \int_{base\ el}^{summit\ el} a\ dh, \quad (2.9)$$

que dividiendo por la altura máxima, **H**, y el área total, **A**; constantes tal y como se definen, nos da

$$\frac{V}{HA} = \frac{1}{HA} \int_{base\ el}^{summit\ el} a\ dh, \quad (2.10)$$

o lo que es lo mismo,

$$\frac{V}{HA} = \int_{base\ el}^{summit\ el} Ra\ dRh. \quad (2.11)$$

Pike y Wilson [1971] probaron que era equivalente a la relación elevación-relieve de *Wood y Snell* [1960]:

$$H = \frac{\bar{h} - h_m}{h_M - h_m}, \quad (2.12)$$

donde \bar{h} es la altura media de la zona, h_m la altura mínima y h_M la altura máxima [Mark, 1975; Keller y Pinter, 2002].

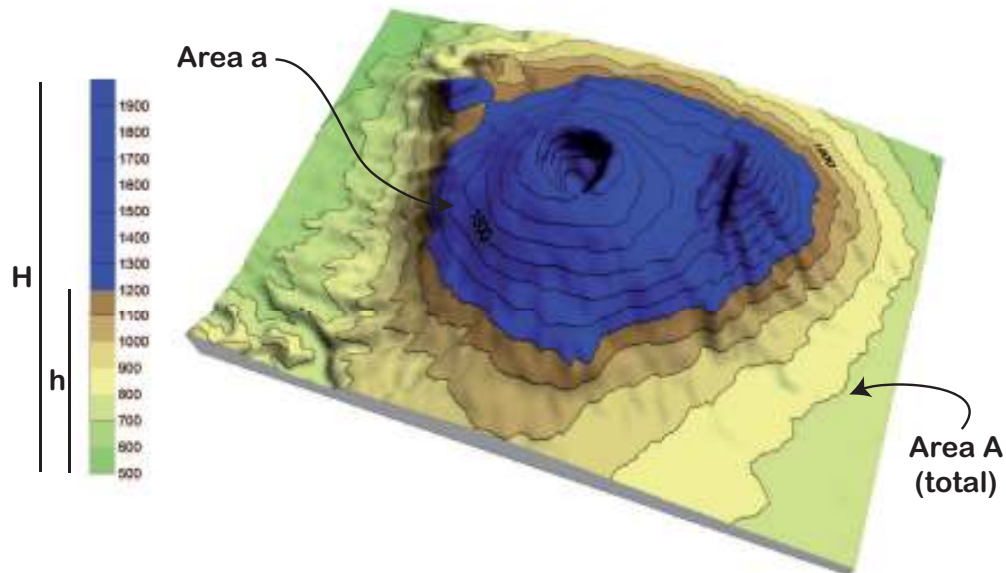


Figura 2.8: Representación gráfica de los conceptos utilizados en la definición de la curva hipsométrica.

La definición de la integral hipsométrica, así como el uso de las curvas hipsométricas, fue inicialmente establecido para el estudio de cuencas de drenaje; por lo tanto los valores aquí obtenidos no son directamente comparables con los dados por *Strahler* [1952] (la interpretación de *Strahler* de las curvas hipsométricas en función principal de la edad del paisaje debe tomarse con precaución dado que muchos otros factores son también influyentes [*Willgoose y Hancock*, 1998]). La principal diferencia es que en nuestro caso estamos incluyendo, no sólo cuencas de drenaje individuales, sino también las superficies costeras, lo que modifica el valor de la integral hipsométrica disminuyéndolo, de igual modo que disminuye al considerar grandes cuencas de drenaje en comparación a cuencas de drenaje más restringidas [*Hurtrez et al.*, 1999; *Chen et al.*, 2003]. De un modo semicuantitativo, podemos decir que a mayor valor de la integral hipsométrica mayor encajamiento de la red fluvial habrá y mayor relieve de tipo meseta. Esto es indicativo de la existencia de procesos erosivos intensos que pueden ser generados por zonas de levantamiento relativo. Cuando el valor de la integral es bajo predominarán las áreas llanas con relieves relictos o muy ero-

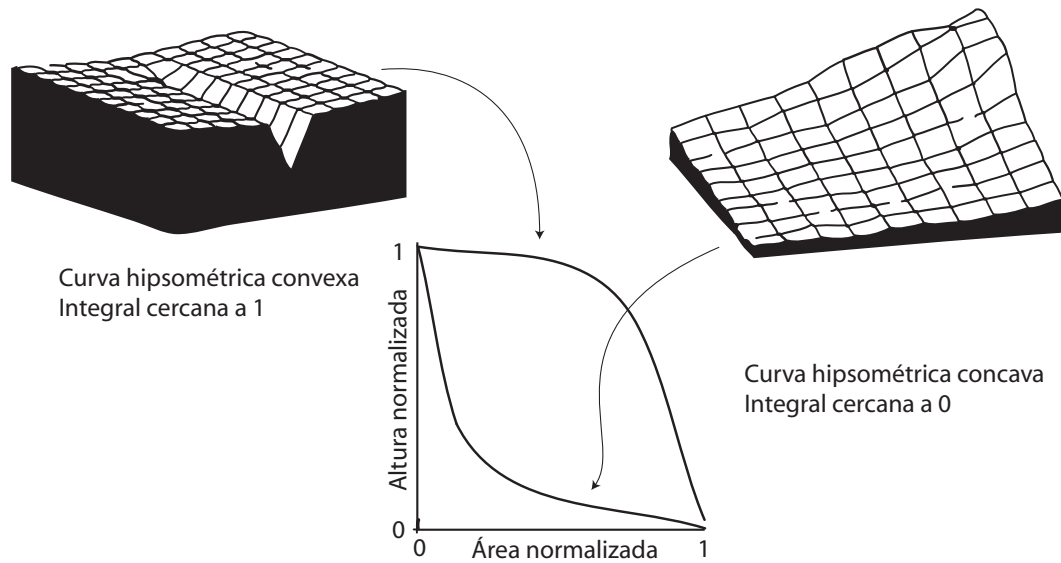


Figura 2.9: Explicación gráfica del significado del valor de la integral hipsométrica y del tipo de curva hipsométrica (modificado de *Hurtrez et al.* [1999]).

sionados, indicando la prevalencia de los procesos erosivos y sedimentarios en el control de la hipsometría sobre los tectónicos (Figura 2.9).

Si comparamos los valores de las diferentes zonas vemos cómo los más altos son los pertenecientes a las zonas central y occidental del bloque de Chortís, con valores de 0.30 y 0.32 respectivamente. Valores muy alejados del valor que presenta la zona oriental del bloque: 0.13. Esta gran diferencia debe venir marcada por la diferencia en actividad tectónica entre las zonas situadas al oeste de la falla de Guayape y la situada al este. El factor climático también podría influir en cierta medida en el mayor grado de erosión de esta zona oriental del bloque de Chortís al mostrar unos niveles de precipitación mayores que los del resto del bloque [Marshall, 2007]. El que las zonas occidental y central del bloque de Chortís tengan valores tan similares hace pensar en que probablemente su historia tectónica más reciente (la que ha configurado el paisaje) sea también similar, al menos desde un punto de vista de subsidencia o levantamiento relativos (principales factores tectónicos en la modificación de la hipsometría). De manera similar, en el arco volcánico vemos una gran diferencia entre la zona oriental, la de Nicaragua, y el resto del arco. Los valores en Guatemala y El Salvador son respectivamente 0.26 y 0.18, valores bastante mayores que el 0.06 de Nicaragua, que representa un relieve marcadamente llano.

En las Figuras 2.11 y 2.12 son visibles las diferencias mencionadas. La primera de estas figuras representa las curvas hipsométricas de las zonas. En la Figura 2.11-izquierda vemos las curvas del arco volcánico. Con diferencia la curva del arco en Guatemala es la que presenta un relieve más marcado, mientras que al contrario, la del arco en Nicaragua presenta una curva de carácter exponencial típica de áreas llanas de relieves aislados. La curva de El Salvador presenta una

2.1. Análisis general

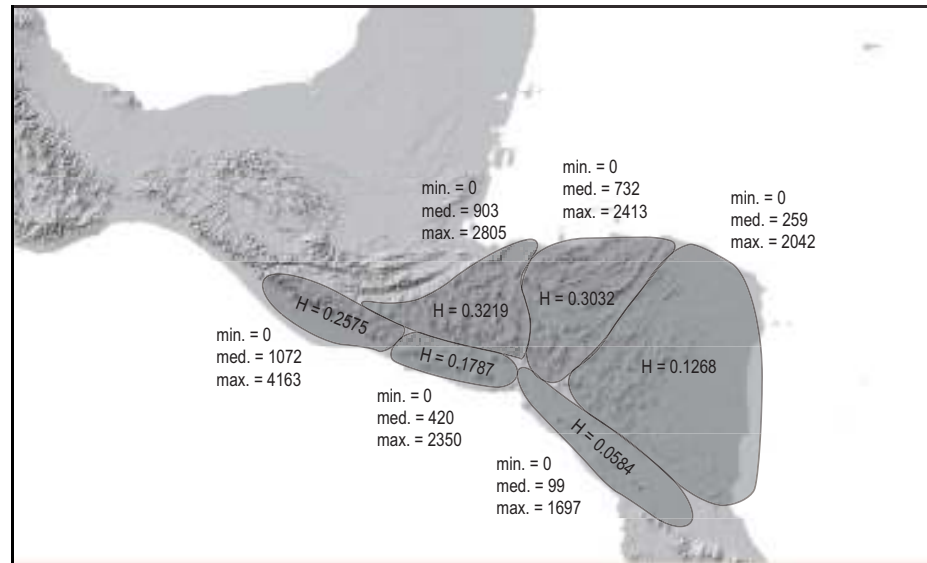


Figura 2.10: Valores de la integral hipsométrica, H , de las diferentes zonas. Se muestran también los valores mínimos, medios y máximos, en metros.

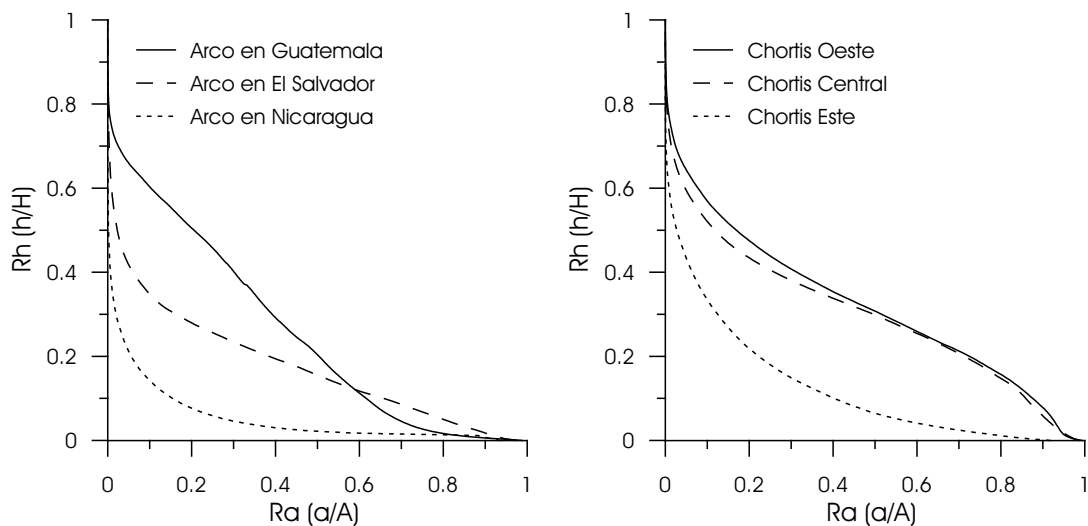


Figura 2.11: Curvas hipsométricas de las zonas definidas.

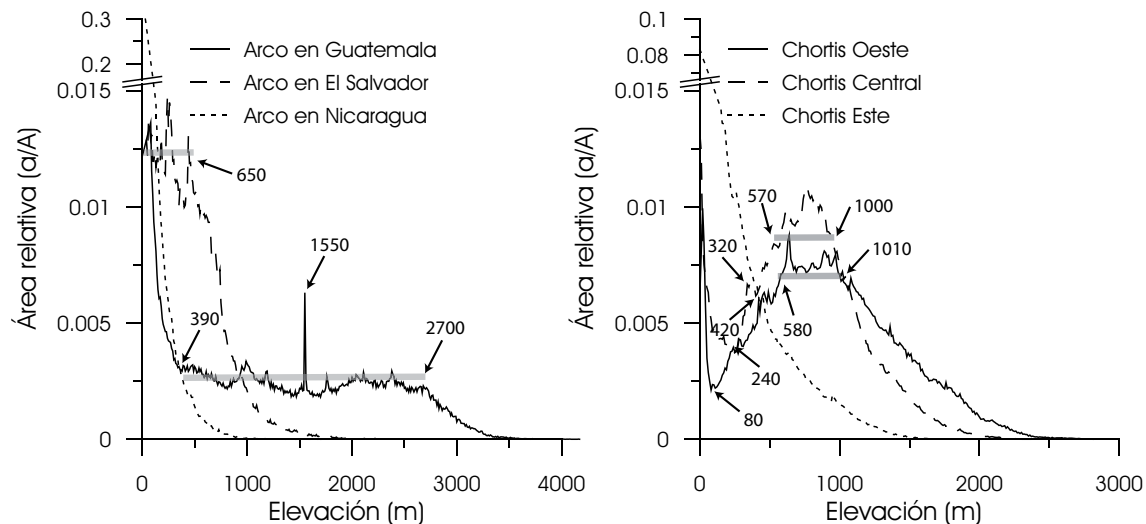


Figura 2.12: Distribución de áreas relativas en función de la altura.

morfología intermedia, con un inicio exponencial que se convierte en bastante lineal al aumentar Ra . En la Figura 2.11-derecha vemos las curvas pertenecientes al bloque de Chortís. En este caso las curvas de las zonas occidental y central son casi idénticas, mientras que la curva de la zona oriental es de tipo exponencial, similar a la del arco en Nicaragua, remarcando su carácter de relieve relictos sin influencia reciente importante de la tectónica.

Los diagramas de la Figura 2.12 muestran el área de superficie en intervalos de 10 m en relación al área total. En el de la izquierda están representadas las alturas de las zonas del arco, mientras que en el de la derecha se representan las del bloque de Chortís. Vemos que la distribución de alturas en las zonas del arco volcánico es bastante diferente. El arco en Guatemala se caracteriza por presentar una distribución de alturas casi constante desde los 400 metros hasta los 2700 metros, con un pico que corresponde, como se verá más adelante, con el lago Atitlán. Esta distribución de alturas casi constante es la que provoca en la curva hipsométrica su pendiente tan pronunciada (Figura 2.11) y pone de relieve la gran influencia de la tectónica en la geomorfología de esta zona del arco. De manera similar la distribución de alturas del arco en El Salvador presenta también una zona, desde 0 a unos 650 metros de altura, aproximadamente constante. Esta distribución de alturas genera en la curva hipsométrica una pendiente constante desde $Rh = 0$ a $Rh = 0,25$ aproximadamente (Figura 2.11). La distribución de alturas del arco en Nicaragua es totalmente distinta, presentando una forma puramente exponencial y una elevación máxima de tan solo 1000 metros. Es destacable también cómo el 75 % del área de esta zona se sitúa por debajo de los 100 metros de altura (Cuadro 2.1), poniendo en evidencia la ausencia de relieve tan característica sólo alterada por la presencia de los edificios volcánicos. Las similitudes entre las zonas Oeste y Central del bloque de Chortís son evidentes en la Figura 2.12-derecha. Ambas presentan un inicio ex-

2.2. Análisis en detalle de las zonas geomorfológicas

ZONA	Alturas (m)		Cuartiles (m)		
	máxima	media	25%	50% - mediana	75%
Arco en Guatemala	4163	1072	110	850	1910
Arco en El Salvador	2350	420	160	365	600
Arco en Nicaragua	1697	99	25	35	100
Bloque de Chortis Occidental	2805	903	520	860	1230
Bloque de Chortis Central	2413	732	435	720	980
Bloque de Chortis Oriental	2042	259	45	130	370

Cuadro 2.1: Valores estadísticos principales de la hipsometría de las zonas. No se muestra la altura mínima al ser en todas las zonas 0 metros.

ponencial breve que tras alcanzar un mínimo relativo ascienden hasta una zona de «meseta» en la curva que comienza en torno a los 570-580 metros y termina en los 1000-1010. Tras esta meseta se da paso a una disminución de nuevo exponencial, más marcada en la zona central, que también alcanza valores mayores relativos en la zona de meseta de la curva. Los mínimos iniciales de estas curvas nos indican el rápido paso del relieve costero al relieve montañoso. El aumento paulatino de las frecuencias de alturas desde los 100-200 metros hasta los 600 metros indican la existencia de un relieve bastante escarpado entre estas alturas que dan paso a un estancamiento de las frecuencias dando lugar a la meseta ya comentada. La altura de 600 metros se corresponde con el inicio de las superficies erosivas descritas en la zona, fuertemente incididas por la red fluvial actual, que comenzó a configurar el paisaje desde el Mioceno Medio, tras el «estallido ignimbrítico» que sacudió la zona [Sigurdsson *et al.*, 2000; Rogers, 2003] y que la cubrió con centenares y millares de metros de espesor de piroclastos y cenizas.

Como se ha mostrado existen evidencias geomorfológicas que apoyan la existencia de segmentación desde un punto de vista tectónico del arco volcánico, así como la subdivisión en zonas del bloque de Chortís. Estas evidencias sugieren la presencia de un gradiente en el grado de levantamiento desde el extremo occidental del bloque al oriental. Para profundizar en este aspecto en las siguientes secciones se analizan de manera individualizada las diferentes zonas con la intención de caracterizar su relieve y obtener información acerca de la influencia de la tectónica en éste.

2.2. Análisis en detalle de las zonas geomorfológicas

Zonas del arco volcánico

Como he señalado con anterioridad el arco volcánico ha sido subdividido en tres partes en función de la geomorfología y su segmentación en grupos de edificios alineados [Stoiber y Carr, 1973]: zona de Nicaragua, zona de El Salvador y zona de Guatemala. El arco volcánico en la zona de Nicaragua está caracterizado por la presencia de la amplia depresión nicaragüense, un graben o semi-

graben alargado en dirección paralela a la fosa [McBirney y Williams, 1965; Weyl, 1980; van Wik de Vries, 1993] que se extiende desde el golfo de Fonseca hasta las cordilleras del norte de Costa Rica. El borde norte de esta «depresión centroamericana» (como ha sido llamada tradicionalmente) cambia de dirección al pasar el golfo de Fonseca, formando un límite más difuso y desdibujado sub-paralelo a la fosa en El Salvador. En esta zona aun se mantienen algunos rasgos de la depresión central del arco centroamericano [Gordon y Muehlberger, 1994; Mann, 1999], aunque mucho menos evidente que en Nicaragua. Esta depresión desaparece al llegar a la zona de Guatemala, donde encontramos un arco volcánico de tipo más andino con depresiones aisladas [Carr y Stoiber, 1977].

Arco volcánico en Guatemala

Una de las características más evidentes de la zona es la silueta abultada que presenta la llanura costera pacífica. Este abultamiento va acompañado de una menor pendiente en la zona NO que en la zona SE (como puede verse al comparar las distancias entre las líneas de cuartiles de la Figure 2.13), así como la presencia de mayores alturas en la NO. De hecho es en la parte NO donde aparecen las alturas superiores a la marcada por el cuartil de superficie del 75 % y las alturas superiores a 3000 metros.

Otra característica básica de esta zona es la presencia de una cordillera montañosa cuyos picos superan los 4000 m de altura, en el extremo NO del arco (Figura 2.13 abajo). Es destacable el que el cuartil del 75 % de la superficie se sitúe en 1910 metros, dando idea de lo elevada que está esta zona del arco volcánico al compararla con el resto de zonas, y que la media se sitúe por encima de los 1000 metros (Tabla 2.1). En la Figura 2.13 arriba se han destacado algunas de las características comentadas en la Figura 2.12, así, en sombreado salmón se representa el área que configura la «meseta» de la curva de alturas, y en rojo el pico aislado de la curva en 1550 - 1560 metros, y que como puede verse corresponde con la superficie del lago Atitlán. La mayor parte de la superficie situada por encima de los 2000 metros y casi toda la situada por encima de los 3000 (con la excepción de algunos edificios volcánicos) se sitúa al NO del Lago Atitlán. Hacia el SE la altura máxima va descendiendo hasta situarse en los 1400-1500 metros en el límite con la zona del arco de El Salvador.

Los edificios volcánicos en esta zona se disponen con una dirección aproximada N120°E, y forman una alineación bastante continua. Clásicamente se describen tres segmentos en esta parte del arco [Stoiber y Carr, 1973] (ver Figura 1.15, página 27), aunque sus desplazamientos transversales parecen no jugar un papel importante aquí.

Como puede verse en las rosas de direcciones de esta zona del arco volcánico (Figura 2.7), la mayor parte de las caras del relieve se orientan en dirección SO, entre N190°E y N210°E con cierta dispersión de $\pm 20^\circ$, sobre todo con tendencia hacia el oeste. Esto indica que la estructuración regional presenta una orientación principal N100-120°E con estructuras secundarias de direcciones algo más norteadas, hacia N140°E. La orientación de la red de drenaje es predominante-

mente $N210^{\circ}E \pm 15^{\circ}$ (Figura 2.14), coincidente con la orientación de las pendientes, es decir, en dirección al océano pacífico. Aparece también, sin embargo, una familia con menor representación de dirección aproximada E-O, resultado de la influencia de esta familia de fracturación sobre todo hacia el SE de la zona.

Como ya he destacado, en el modelo digital (Figura 2.13) se ve claramente la dirección $N120^{\circ}E$ del arco volcánico, esta dirección es similar a la de la falla de Jalpatagua [Carr, 1976], que corre subparalela a la fosa. La falla de Jalpatagua ha sido descrita como una falla de desgarre diestro con relevos a escala local que forman pequeñas cuencas [Carr, 1976; Reynolds, 1987] y deja su mayor impronta hacia el SE de la zona.

El límite NO de esta zona constituye el límite occidental del Arco Volcánico Centroamericano, este límite viene impuesto por la presencia de la falla de Polochic, que con dirección E-O intersecta el arco y las estructuras asociadas a éste. Hacia el norte de esta falla los materiales aflorantes son mayoritariamente mesozoicos con presencia hacia el bloque de Yucatán de materiales sedimentarios marinos terciarios (Figura 1.2), constituyendo la Sierra Madre de Chiapas en México; la ausencia de vulcanismo post-mioceno en esta zona indican la importancia geodinámica de este límite a lo largo de la historia tectónica (ver capítulo 1). El límite SE se localiza al sur del graben de Ipala, zona en la que la falla de Jalpatagua también sufre un cambio de dirección haciéndose más E-O (o desaparece como tal). El relieve pasa de ser una cordillera a presentar una depresión discontinua hacia el este, en la zona del arco de El Salvador. Este límite coincide aproximadamente con el propuesto por [Burkart y Self, 1985] entre sus zonas III y IV.

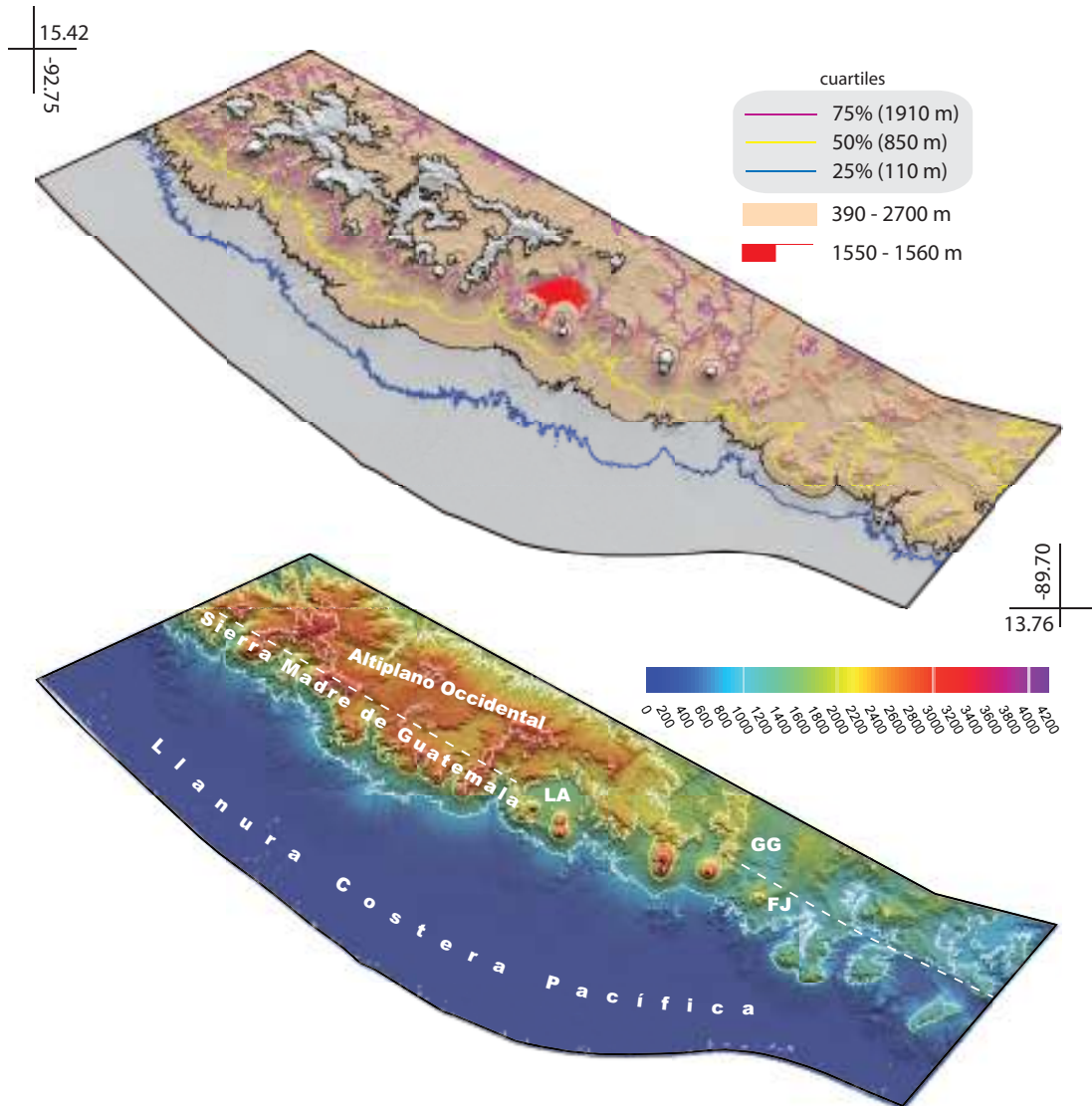


Figura 2.13: Morfometría de la zona del arco volcánico en Guatemala. Arriba – Curvas de contorno correspondientes a los cuartiles sobre modelo digital de elevaciones. El sombreado encarnado corresponde a la zona marcada en la figura 2.12, la línea y área roja corresponde al pico también marcado en esa figura de 1550-1560 m. Abajo – Mapa morfométrico. Las líneas de contorno tienen un intervalo de 1000 m. LA: Lago Atitlán; GG: Graben de Guatemala; FJ: Falla de Jalpatagua.

2.2. Análisis en detalle de las zonas geomorfológicas

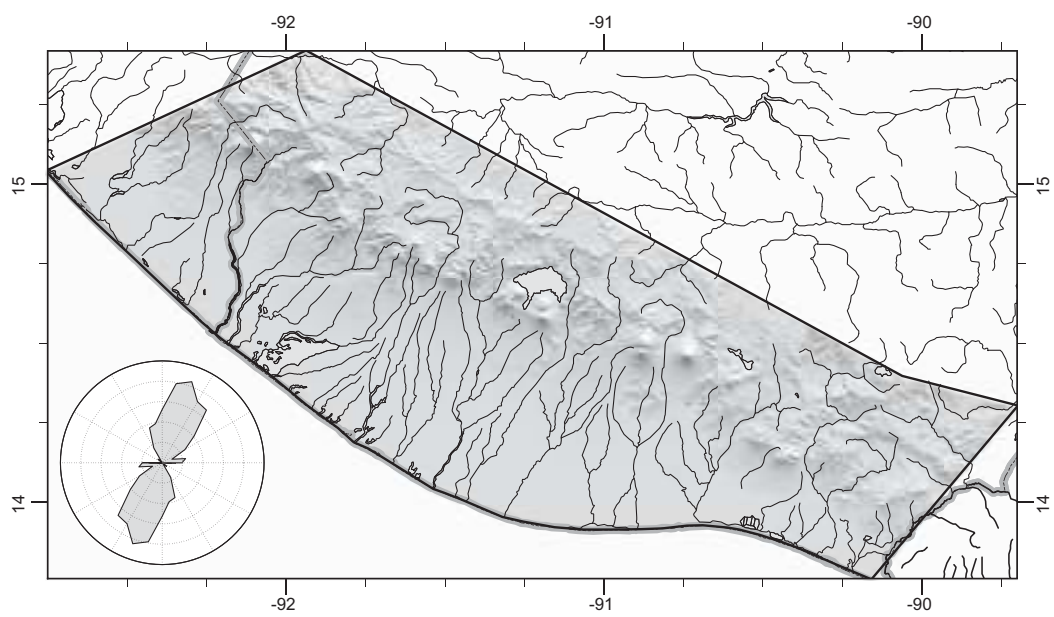


Figura 2.14: Red de drenaje principal en la zona del arco volcánico en Guatemala y rosa de direcciones de ésta.

Arco volcánico en El Salvador

Dentro de la zona del arco volcánico en El Salvador podemos distinguir claramente dos zonas por su relieve: una zona occidental con alturas por encima del cuartil del 75 % y la mayoría, salvo la costa, por encima del 50 %, y una zona oriental con alturas mayoritariamente por debajo del cuartil del 50 %. Existe una especie de meseta por encima de los 600 metros en la parte occidental, responsable de la que se puede observar en la curva de alturas de la Figura 2.12-izquierda desde el nivel del mar a los 650 aproximadamente (sombreado en color salmón en la Figura 2.16). Esta meseta está limitada al sur por los restos de edificios miocenos, que forman una cordillera discontinua paralela a la fosa. El límite entre ambas zonas podría establecerse en torno a la pequeña cuenca del Lempa, como se indicó al estudiar la Figura 2.5. La altura máxima en esta zona se sitúa en torno a los 2350 metros, en el volcán de Santa Ana (SA en la Figura 2.16), lo que hace que sea unos 2000 metros menor que la máxima en Guatemala, siendo el volcanismo similar. Del mismo modo la máxima en El Salvador es unos 700 metros superior a la de Nicaragua, donde los edificios volcánicos emergen directamente desde al nivel del mar. Podemos decir que el arco volcánico en El Salvador es una situación intermedia entre Guatemala y Nicaragua, siendo la parte occidental de características más guatemaltecas, y la oriental de características más nicaragüenses. Tradicionalmente se ha descrito la prolongación de la depresión de Nicaragua hacia El Salvador en lo que se ha llamado «Depresión Centroamericana» [Lomnitz y Schulz, 1966; Dengo, 1968; Carr y Stoiber, 1977; Burkart y Self, 1985; Marshall, 2007]. Sin embargo, aunque en la zona oriental esta depresión podría justificarse por la escasez de relieve (aunque mayor que el de Nicaragua), en la zona occidental es difícil de interpretar, por lo que no usaré esta definición al considerarla una herencia sobre conceptos pasados que puede conducir a error. La llanura costera en El Salvador es mucho más reducida que en Guatemala, estando los restos de los edificios volcánicos miocenos erosionados por la acción del mar en la actualidad, esta situación no se extiende a toda la costa por dos elementos sedimentarios de importancia: el «debris avalanch» de la Península de Acajutla (PA en la Figura 2.16) procedente del complejo volcánico de Santa Ana de edad Holocena [Siebert *et al.*, 2004] y el delta del río Lempa (DL en la Figura 2.16), controlado por la acción del oleaje y que forma una serie de barras costeras que abarcan la mitad de la costa salvadoreña.

Las rosas de orientaciones de caras muestran un claro máximo en las direcciones comprendidas entre N170°E y N200°E (Figuras 2.6 y 2.7), lo que podría equivaler a estructuras de direcciones N80°E a N110°E. Esta tendencia es mucho más clara en las rosas de las caras con pendientes superiores a la media (pétalos negros en la Figura 2.6) y está también presente en la alineación de los edificios volcánicos activos, cuya dirección es aproximadamente paralela a la de la fosa (N105°E). También de dirección aproximada E-O es la zona de falla de El Salvador (ZFES en la Figura 2.16 [Martínez-Díaz *et al.*, 2004]), que forma un ángulo de unos 10° con la fosa y la alineación de volcanes.

La red de drenaje presenta cuatro familias de direcciones (Figura 2.15). La

2.2. Análisis en detalle de las zonas geomorfológicas

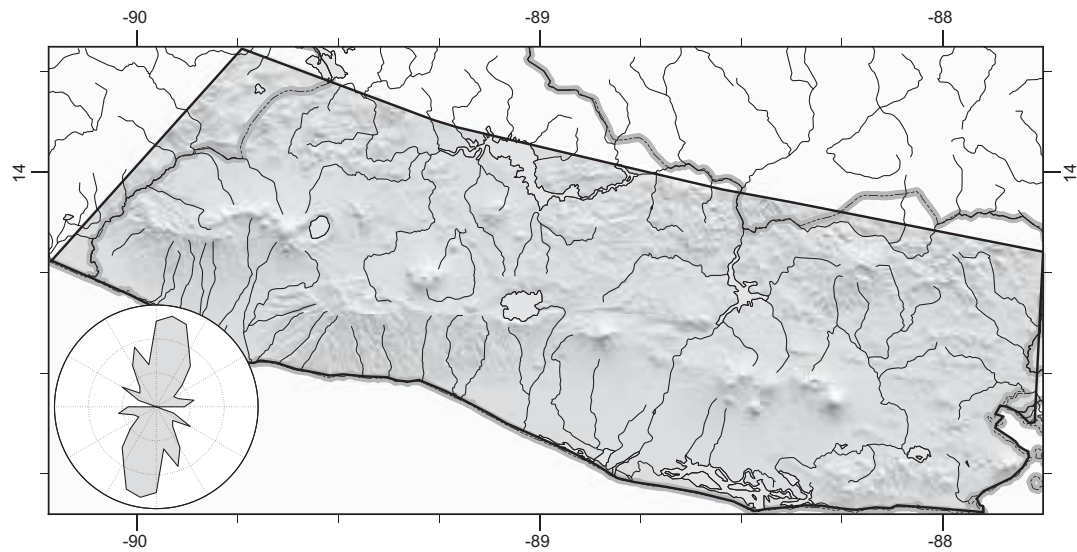


Figura 2.15: Red de drenaje principal en la zona del arco volcánico en El Salvador y rosa de direcciones de ésta.

mayor se orienta $N200^{\circ}E$, coincidiendo aproximadamente con la dirección de la pendiente hacia la costa. Esta dirección está presente sobre todo en la cara sur de la cordillera costera. Además, existe una familia de fracturación muy presente a lo largo de todo el arco volcánico con esta dirección NNE-SSO. La siguiente dirección en importancia tiene una orientación de $N160^{\circ}E$. Esta dirección es la predominante en algunos valles a lo largo de todo El Salvador, así como en algunas fallas que limitan bloques levantados visibles sobre todo en la costa. Existen otras dos direcciones de menor importancia con orientaciones $N80-90^{\circ}E$ y $N110-120^{\circ}E$. Estas direcciones coinciden con las de familias de fracturación descritas en la zona y a lo largo del arco volcánico.

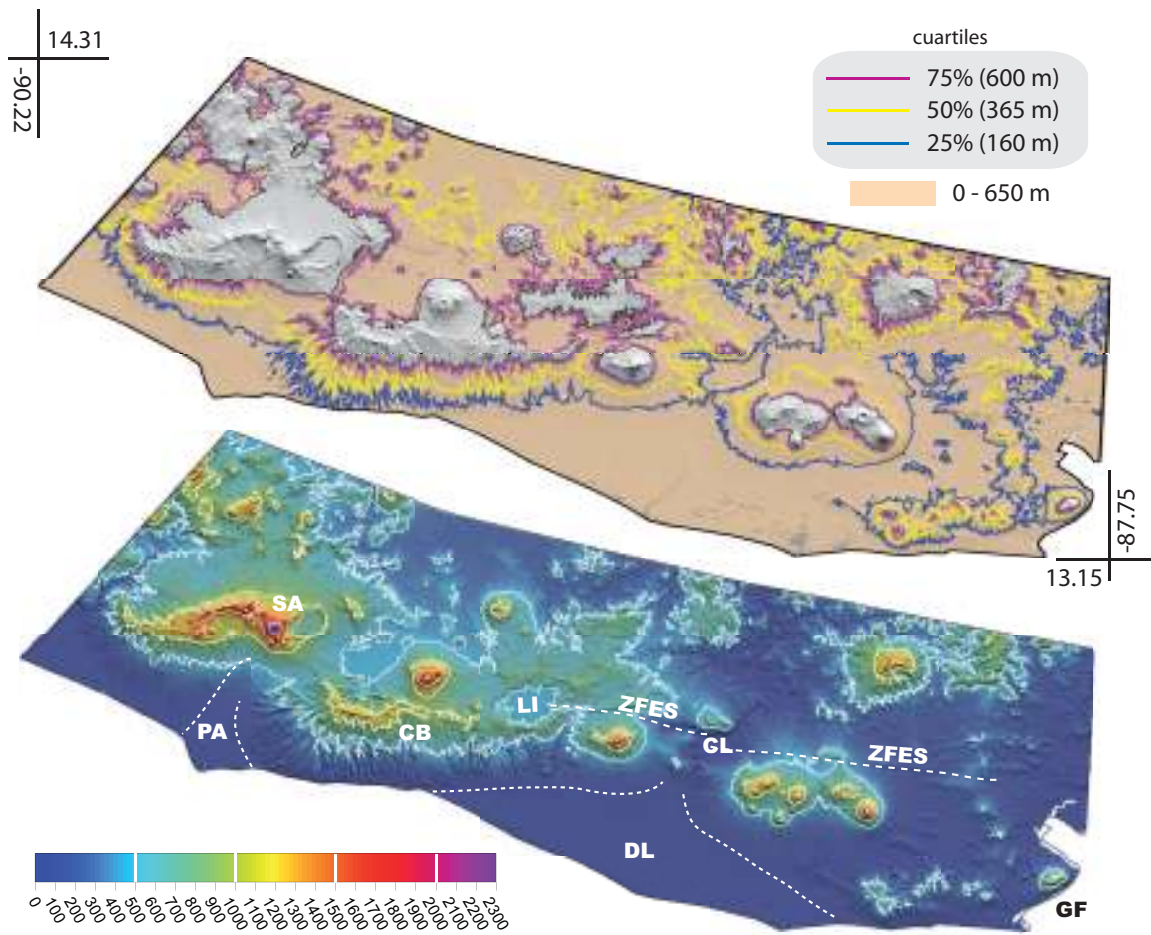


Figura 2.16: Morfometría de la zona del arco volcánico en El Salvador. Arriba – Curvas de contorno correspondientes a los cuartiles sobre modelo digital de elevaciones. El sombreado encarnado corresponde a la zona marcada en la figura 2.12. Abajo – Mapa morfométrico. Las líneas de contorno tienen un intervalo de 500 m. PA: Península de Acajutla; SA: volcán de Santa Ana; CB: Cordillera del Bálsamo; LI: Lago Ilopango; ZFES: Zona de Falla de El Salvador; CL: Cuenca del Lempa; DL: Delta del Lempa; GF: Golfo de Fonseca.

Arco volcánico en Nicaragua

Puede apreciarse, tanto en el modelo digital de elevaciones (Figura 2.17) como en los gráficos de hipsometría (Figura 2.11 izquierda y 2.12 izquierda), cómo el relieve en la zona del arco en Nicaragua es muy bajo, constituyendo casi en continuidad y exclusiva una planicie, solamente alterada por la presencia de los edificios volcánicos cuaternarios. El resto del relieve lo constituyen relictos erosivos del arco volcánico mioceno. Una evidencia de esta ausencia generalizada de relieve es el hecho de que el 75 % de la superficie del arco en Nicaragua se encuentre por debajo de los 100 metros y que gran parte se encuentre inundado formando los lagos de Nicaragua y Managua (Figura 2.18). Con estas condiciones es complicado observar la estructuración tectónica más allá de las alineaciones de edificios volcánicos.

Los gráficos de orientaciones (Figura 2.7) nos dan una idea de las direcciones de las principales estructuras, aunque estas no sean evidentes a simple vista. Como vemos en el gráfico polar de orientaciones de caras para el arco en Nicaragua, éste está formado por dos abanicos de direcciones desde el Sur hacia el Oeste y desde el Norte hacia el Noreste, marcando las direcciones de pendientes hacia el océano Pacífico y hacia los lagos. La preponderancia de la dirección N-S puede interpretarse como un artefacto del suavizado a la hora de realizar la malla de la topografía y por lo tanto deberse a un error metodológico que se hace más evidente en zonas de relieve poco marcado como es el caso del arco en Nicaragua.

El análisis de la red de drenaje sí aporta unas direcciones más definidas. En este caso obtenemos tres direcciones preferentes: NE-SO, NO-SE y E-O. La primera dirección es perpendicular a la dirección del arco volcánico y corresponde al drenaje de éste hacia el océano pacífico y los lagos, también existen estructuras tectónicas bien definidas con esta dirección [Brown *et al.*, 1973; van Wik de Vries, 1993; Cowan *et al.*, 2002]. La dirección NO-SE corresponde a la dirección del arco y de la depresión Nicaragüense, marcando los bordes de los lagos y el drenaje en el NO hacia el Golfo de Fonseca. La dirección E-O no corresponde con ninguna estructuración regional evidente como las anteriores, sin embargo si está bastante presente formando segmentos bastante rectilíneos de la red de drenaje, sobre todo en la mitad NO de la zona, y podemos interpretarla como condicionada directamente por la tectónica reciente.

Los edificios volcánicos, por otro lado, presentan una segmentación clara. Podemos diferenciar dos alineaciones con direcciones similares, NO-SE, formando un ángulo de unos 10° con la dirección de la fosa. Ambos segmentos se relevan sin solape de manera diestra y han sido utilizados para describir parte de la formación del lago Managua como una cuenca de «pull-apart» [Weinberg, 1992]. Ambos segmentos fueron ya reconocidos y descritos por Stoiber y Carr [1973] en su modelo de desgarres transversales al arco.

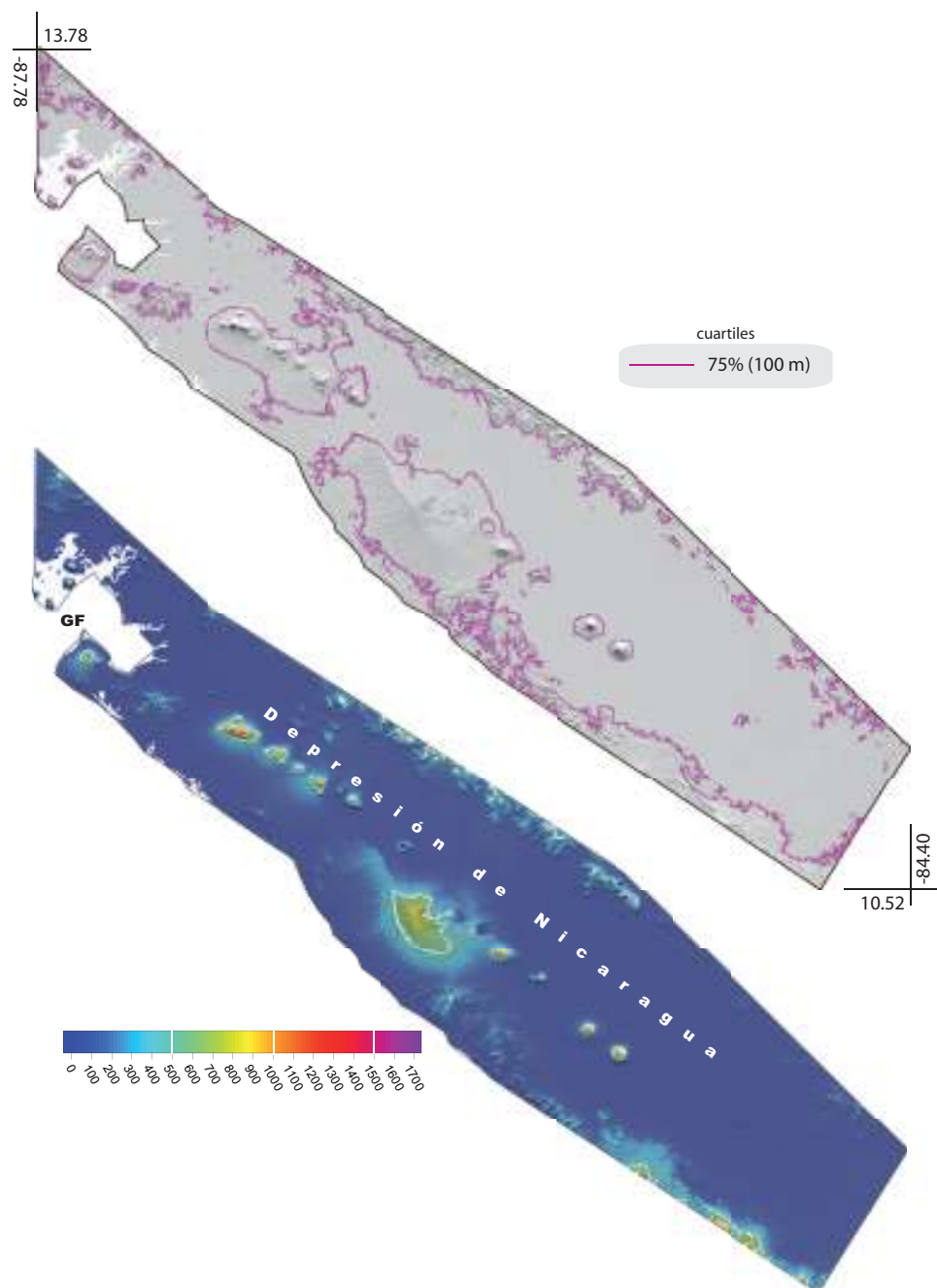


Figura 2.17: Morfometría de la zona del arco volcánico en Nicaragua. Arriba – Curvas de contorno correspondientes al cuartil de 75 % sobre modelo digital de elevaciones (Los cuartiles de 25 % y 50 %, se solapan y confunden al estar ambos por debajo de los 40 m y acercarse al margen de error de medida asociado a los modelos SRTM. Abajo: Mapa morfométrico. Las líneas de contorno tienen un intervalo de 500 m. GF: Golfo de Fonseca.

2.2. Análisis en detalle de las zonas geomorfológicas

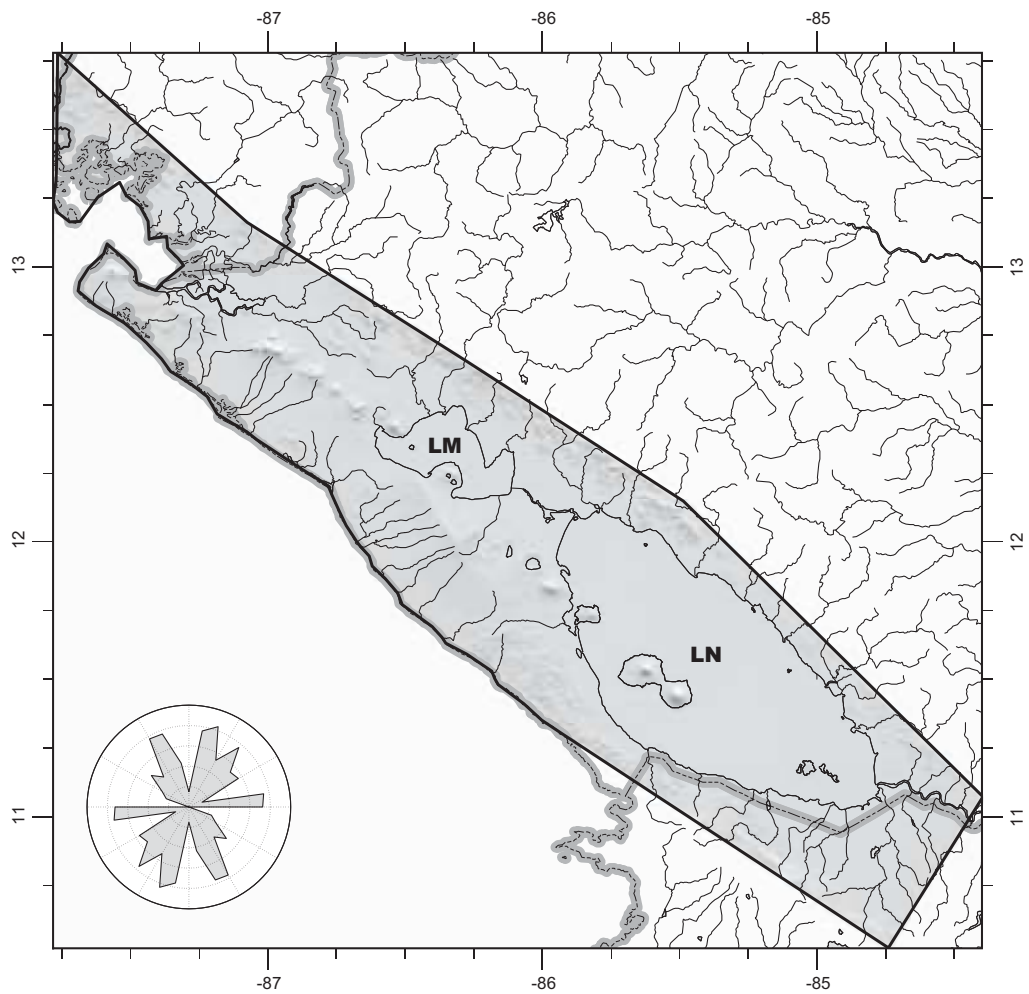


Figura 2.18: Red de drenaje principal en la zona del arco volcánico en Nicaragua y rosa de direcciones de ésta. LM: Lago Managua; LN: Lago Nicaragua.

Zonas del bloque de Chortís

El núcleo del bloque de Chortís puede dividirse en tres partes básicas (aunque estas podrían ser subdivididas a su vez atendiendo a detalles de sus características geomorfológicas [Dengo, 1968; Marshall, 2007]): La Zona Occidental del bloque de Chortís, Zona Central y Zona Oriental. Como ya se ha descrito con anterioridad los límites de estas zonas están marcados por importantes accidentes tectónicos como son La zona de Falla de Motagua-Polochic-Transformante de la Isla de Swan, la depresión de Honduras, la falla de Guayape e incluso el escarpe de Hess, aunque éste es submarino y por lo tanto no contemplado en este análisis morfotectónico del relieve continental.

Como se ha venido describiendo en este capítulo las zonas occidental y central del bloque de Chortís presentan muchas similitudes, por lo que será interesante estudiar sus pequeñas diferencias para sacar conclusiones acerca de su diferenciación como bloques.

Zona Occidental del bloque de Chortís

La zona occidental del bloque de Chortís se extiende desde el límite de las placas Norteamericana y Caribe, en la zona de Falla de Motagua, hasta la Depresión de Honduras, incluyendo a esta última por componerse de grábenes y ser la abundancia de éstos la principal característica de esta zona. Al sur la zona limita con el arco volcánico, en su extremo occidental con el de Guatemala y en el resto con el de El Salvador.

Podemos diferenciar dentro de esta zona occidental del bloque de Chortís al menos dos partes. Una parte norte cuyas alturas son en mayor medida menores al cuartil del 25 % y otra parte sur, de mayor altura, por encima del cuartil del 75 %. Dentro del sector norte se encuentra el graben de Sula, marcado nítidamente por la curva de 80 metros (GS en la Figura 2.20), y que corresponde al mínimo de la curva de alturas (Figura 2.12). Este mínimo representa la parte más baja del talud que limita la cuenca sedimentaria del graben de Sula. Si seguimos esta cuenca hacia el sur encontramos un sistema de grábenes, con dos de ellos mayores situados en paralelo, que continuando hacia el extremo sur este enlazan con el Golfo de Fonseca. Esta depresión discontinua es lo que ha venido a llamarse «Depresión de Honduras» [Muehlberger, 1976]. El límite entre la parte norte y la sur de esta zona es difuso, pero se compone de una serie de fallas de dirección E-O cuya impronta en el relieve es destacable, y marcan una de las familias principales en las rosas de direcciones y gráficos polares (Figuras 2.6 y 2.7), en el caso de las orientaciones de caras corresponden a la familia de orientación principalmente hacia el norte, lo que indica esta dirección de buzamiento principal. Junto a esta dirección N-S en las orientaciones de caras encontramos una dirección $N80^{\circ}E \pm 20^{\circ}$, correspondiente a una familia de fracturación $N170^{\circ}E \pm 20^{\circ}$, y otra dirección de menor importancia $N120^{\circ}E$ y $N290^{\circ}E$ que correspondería a una fracturación de dirección $N20-30^{\circ}E$; estas direcciones se corresponden con las fallas de tipo normal que limitan los grábenes. Si

2.2. Análisis en detalle de las zonas geomorfológicas

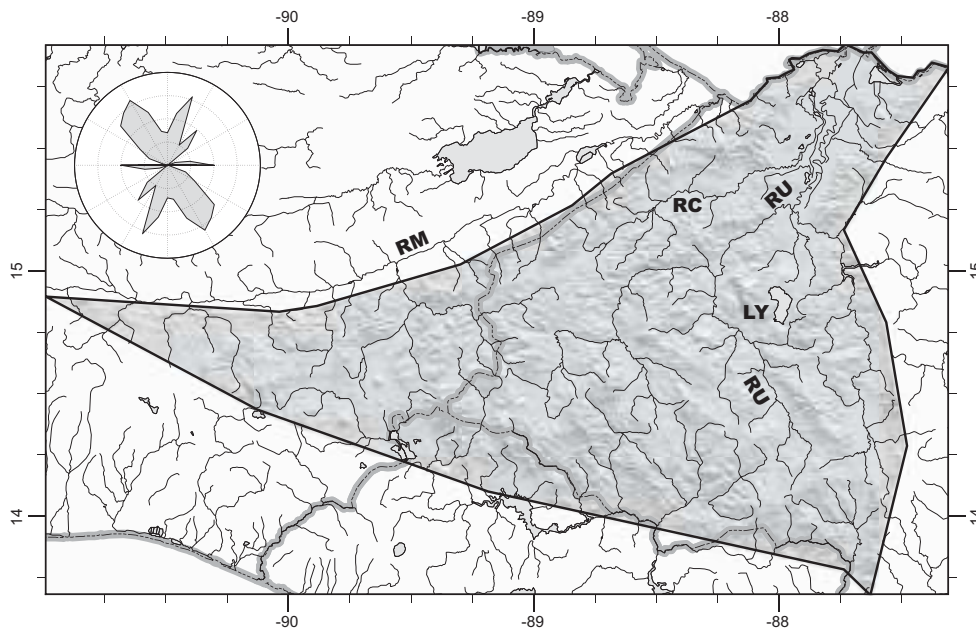


Figura 2.19: Red de drenaje principal en la zona occidental del bloque de Chortís y rosa de direcciones de ésta. RM: Río Motagua; RC: Río Chamalecón; RU: Río Ulua; LY: Lago de Yojoa.

observamos la red de drenaje encontramos estas tres direcciones claramente representadas (Figura 2.19). Vemos en la red de drenaje como las direcciones E-O son frecuentes sobre todo en la parte media de la zona, las direcciones NO-SE abundan en la parte sur y las direcciones NE-SO se dividen en dos familias, una de ellas, más nortada, abunda en la parte norte, en el entorno del graben de Sula, y la otra sobre todo en el entorno de las fallas de Motagua y Jocotán, que tienen esta dirección.

Tradicionalmente esta zona se ha definido como la «zona de grábenes de dirección N-S de Honduras», sin embargo, como puede apreciarse en la Figura 2.20, los grábenes no tienen dirección N-S, sino que en la parte sur estos se disponen con una dirección NNO-SSE y en la parte norte con dirección NNE-SSO. Esta estructuración en bloques, tipo horst y graben, es clara en la parte sur, donde se pueden contar al menos 6 estructuras de tipo «horst». El mayor graben de esta parte sur se encuentra en el extremo occidental de la misma, se trata del graben de Ipala (GI en la Figura 2.20), que presenta además abundante vulcanismo. Este graben está limitado al norte por el sistema de fallas de Motagua-Jocotán, y al sur se difumina en el arco volcánico de El Salvador, más exactamente en la transición del arco en Guatemala (al oeste) hacia el arco en El Salvador (al este). El graben de Ipala es el último hacia occidente de los grandes grábenes de Honduras, siendo también el más extenso y más deprimido de la parte sur, sólo el gran graben de Sula en el norte es mayor.

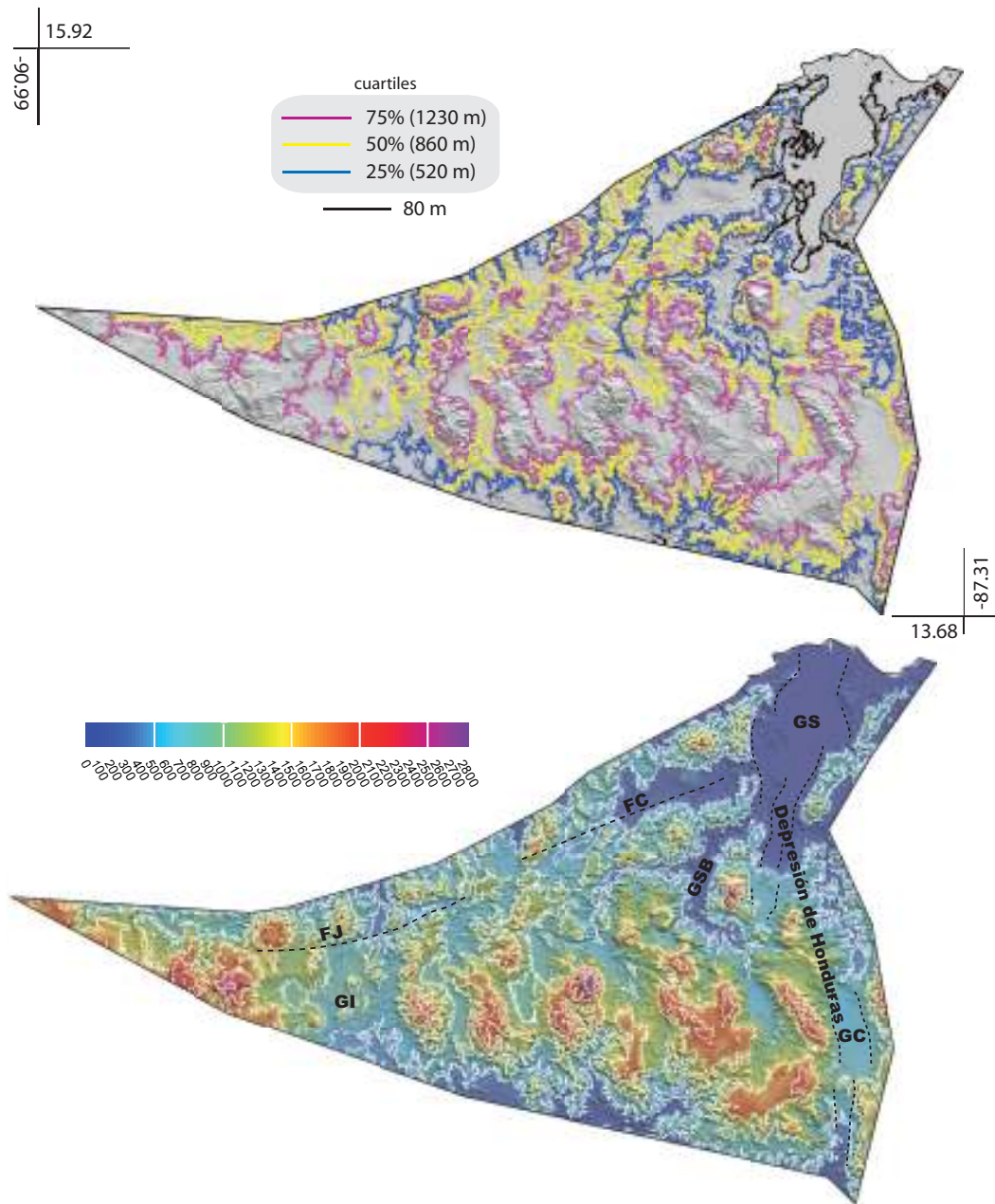


Figura 2.20: Morfometría de la zona occidental del bloque de Chortís. Arriba – Curvas de contorno correspondientes a los cuartiles sobre modelo digital de elevaciones. La línea negra corresponde a la altitud de 80 m, que marca un mínimo en la curva del hipsograma de la figura 2.12. Abajo: Mapa morfométrico. Las líneas de contorno tienen un intervalo de 500 m. FJ: Falla de Jocotán; FC: Falla de Chamalecón; GI: Graben de Ipala; GSB: Graben de Santa Bárbara; GS: Graben de Sula; GC: Graben de Comayagua.

Zona Central del bloque de Chortís

Del mismo modo que en la zona occidental, esta zona central puede subdividirse en dos partes. La parte norte se caracteriza por la presencia de una serie de grábenes y grandes estructuras de dirección de E-O a NE-SO, como el Valle de Aguán, que forman una serie de valles extensos con final en el Mar Caribe. El más oriental de estos valles tiene una dirección más nortada y es el extremo norte de la zona de falla de Guayape, que se extiende con dirección SO hacia el Golfo de Fonseca, dando lugar a una serie de valles muy elongados de dirección NE-SO (Figura 2.22). Esta zona de falla marca el límite oriental de esta zona central. Igual que pasaba en la zona occidental, la parte norte presenta unas alturas inferiores a las de la parte sur, con gran parte de su superficie por debajo del cuartil del 50 %, que está situado en los 720 metros. Las alturas de la parte sur son mayores, contando con la mayoría de la superficie por encima del cuartil del 75 %, aunque en el extremo sur aparece una zona más deprimida, con alturas por debajo de los 240 metros (el mínimo de la curva de alturas de la Figura 2.12), que corresponde al Golfo de Fonseca. Esta parte sur tiene una textura de relieve menos rugosa que la parte norte.

Atendiendo a las orientaciones de las caras (Figuras 2.6 y 2.7) podemos diferenciar al menos 4 familias, dos de ellas de sentidos opuestos y por tanto correspondientes a direcciones estructurales similares. La más importante tiene dirección $N340^{\circ}E \pm 20^{\circ}$ y es la opuesta a la familia $N160^{\circ}E$, también muy marcada. Esta dirección corresponde a estructuras $N70^{\circ}E$, con preponderancia de buzamientos hacia el norte. La siguiente familia de orientaciones de caras en importancia es la $N120^{\circ}E \pm 20^{\circ}$ subdividida en dos pequeños máximos a $N130^{\circ}E$ y $N110^{\circ}E$, correspondientes a estructuras de dirección $N20-40^{\circ}E$. Por último está la dirección $N50^{\circ}E \pm 10^{\circ}$, correspondiente a las estructuras $N140^{\circ}E$.

Las direcciones descritas se manifiestan también nítidamente en la estructuración de la red de drenaje (Figura 2.21). Esta red destaca por la presencia de dos cuencas o sistemas de drenaje principales, por un lado el río Aguán, al norte, con una traza que se va curvando desde una dirección E-O a una NE-SO, con la mayoritaria de $N70^{\circ}E$; y por otro la alineación de la red de drenaje provocada por la falla de Guayape formada por los ríos Guayambre, Guayape, Tinto y Paulaya; con una dirección clara de $N20-40^{\circ}E$.

Las direcciones $N20-40^{\circ}E$ se asocian a la falla de Guayape y la falla de la Ceiba en la parte norte. La dirección $N60-70^{\circ}E$ está representada también sobre todo en los valles de la parte norte. Otra familia muy importante es la $N130^{\circ}E \pm 10^{\circ}$, presenta un abanico de direcciones amplio y es una estructuración muy presente tanto en la parte norte como en la sur. Además de estas, existen dos familias más, una de ellas muy importante, pero que en el gráfico de orientaciones de las caras se han marcado menos en comparación con las otras direcciones. La de mayor importancia es la E-O, presente sobre todo en la parte sur, pero también hacia el centro de la zona. La otra dirección es $N160^{\circ}E$, marcada claramente en la parte sur.

Como se ha visto, la geomorfología regional de esta zona está claramente

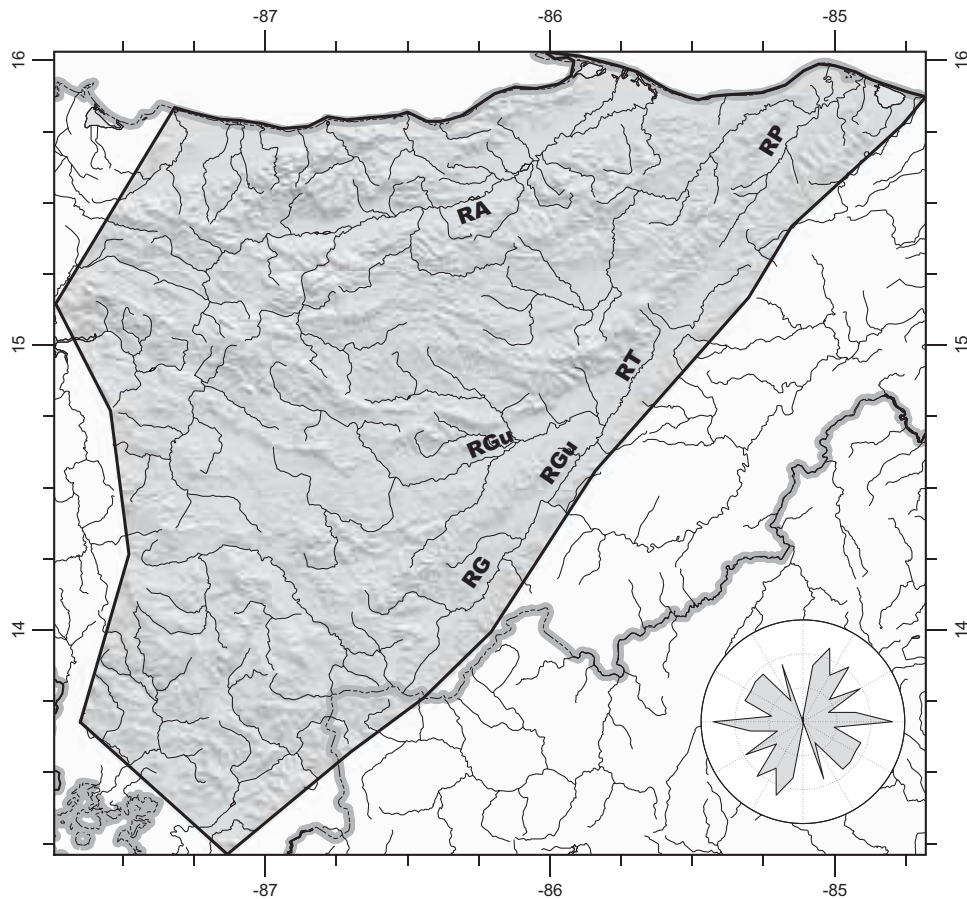


Figura 2.21: Red de drenaje principal en la zona central del bloque de Chortís y rosa de direcciones de ésta. RA: Río Aguán; RP: Río Paulaya; RT: Río Tinto; RGu: Río Guayape; RG: Río Guayambre.

controlada por grandes estructuras tectónicas, como son la falla de Guayape en el extremo oriental, y las fallas y grábenes de dirección ENE-OSO del norte. En esta zona los grábenes de dirección NNO-SSE apenas están representados aunque existan aun direcciones estructurales en la parte sur coherentes con estos (N160°E), mientras que los de dirección NNE-SSO, paralelos a la falla de Guayape son claros en la transición desde la parte sur al Golfo de Fonseca.

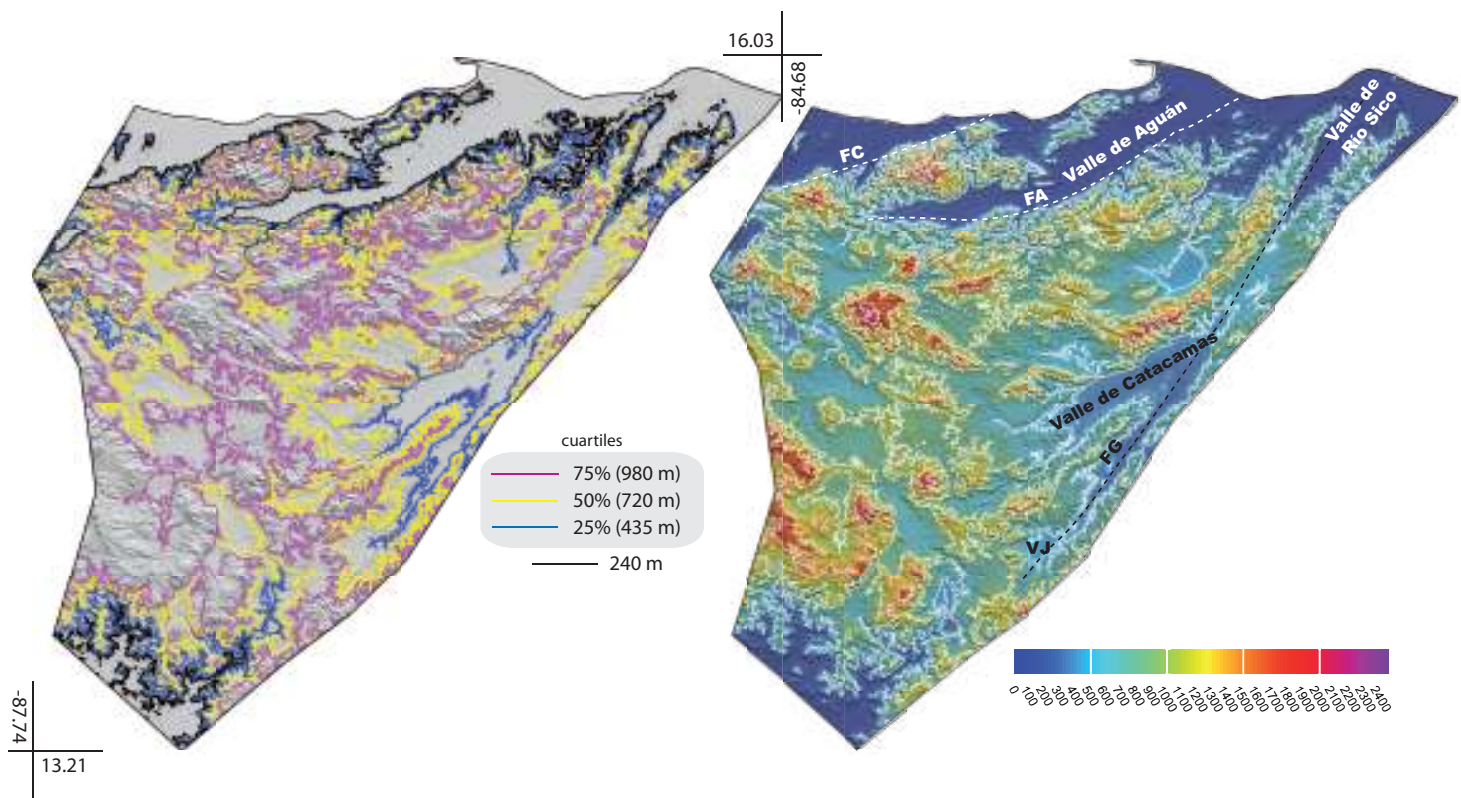


Figura 2.22: Morfometría de la zona central del bloque de Chortís. Arriba – Curvas de contorno correspondientes a los cuartiles sobre modelo digital de elevaciones. La línea negra corresponde a la altitud de 240 m, que marca un mínimo en la curva del hipsograma de la figura 2.12. Abajo – Mapa morfométrico. Las líneas de contorno tienen un intervalo de 500 m. FC: Falla de La Ceiba; FA: Falla de Aguán; FG: Falla de Guayape; VJ: Valle de Jamastrán;

Zona Oriental del bloque de Chortís

Desde el punto de vista geomorfológico esta zona oriental es claramente diferente de las otras zonas del bloque de Chortís (Figura 2.24). Se caracteriza por la presencia de una gran llanura en su extremo oriental, cuyas alturas están por debajo del cuartil del 50 %, a tan solo 130 metros sobre el nivel del mar. La zona occidental es el área de las sierras nicaragüenses, con alturas sobre el cuartil del 75 % situado en 370 metros. Es destacable el poco relieve de esta zona al compararlo con el resto del bloque de Chortís, a pesar de que la máxima altura es de 2042 metros (comparable hasta cierto punto a las máximas del resto del bloque) la media se sitúa 259 metros y el resto de valores estadísticos son muy inferiores a los de las otras zonas del bloque (Tabla 2.1). Aunque el relieve no sea demasiado elevado, sin embargo si se observa una clara estructuración tectónica. La parte de las sierras presenta un patrón claro NNE-SSO, heredado de la fase compresiva del Cretácico Superior [Rogers, 2003]. Además esta dirección es coincidente con la de la falla de Guayape, que puede haber ejercido cierta influencia en el extremo occidental de la zona a la hora de configurar el relieve.

Al observar las orientaciones de caras (Figura 2.6) no vemos familias muy destacadas sobre las otras, conformando una especie de abanico con direcciones que van desde N340°E a N180°E. Únicamente una familia de poca importancia genera un pico distinguible fuera del abanico, es la dirección N270°E, simétrica a la N90°E, dando lugar esta última a un importante máximo en el abanico. Este máximo se debe principalmente a la orientación de las caras hacia el mar Caribe en el este, y en principio no a una estructuración tectónica clara, sin embargo la existencia del pico mencionado hacia el oeste indica influencia tectónica, aunque sea menor, en esta familia, que correspondería a una estructuración N-S. Debido al poco relieve de la zona, las orientaciones de caras no presentan familias claras y quedan enmascaradas dentro de la tendencia general hacia la costa, por ello las direcciones de la red de drenaje podrán ser más útiles, sobre todo en su distribución espacial.

El gráfico de direcciones de la red de drenaje presenta un claro máximo en dirección E-O, que corresponde a la gran cantidad de sistemas fluviales que drenan las sierras con dirección al mar Caribe en el este, hacia la Costa de los Mosquitos (Figura 2.23). Otra dirección predominante es la NE-SO, generada sobre todo por la fábrica del basamento y por las estructuras asociadas a la falla de guayape, cuyos sistemas fluviales desembocan hacia el NE, en el mar Caribe. Esta familia de direcciones se presenta básicamente en la parte más occidental de la zona. En dirección SE existen dos familias, una de dirección N130°E y otra de dirección N150°E. La primera se encuentra a lo largo de toda la zona, siendo una de las direcciones de drenaje principales, perpendicular a la dirección de las sierras y por tanto una línea de máxima pendiente común. La N150°E está más restringida a algunos valles de la parte central de la zona.

Podemos decir que la geomorfología de esta parte oriental del bloque de Chortís está mucho más condicionada por las precipitaciones y el clima en general que por la tectónica (lo pone de relieve las gráficas de hipsometría vistas

2.2. Análisis en detalle de las zonas geomorfológicas

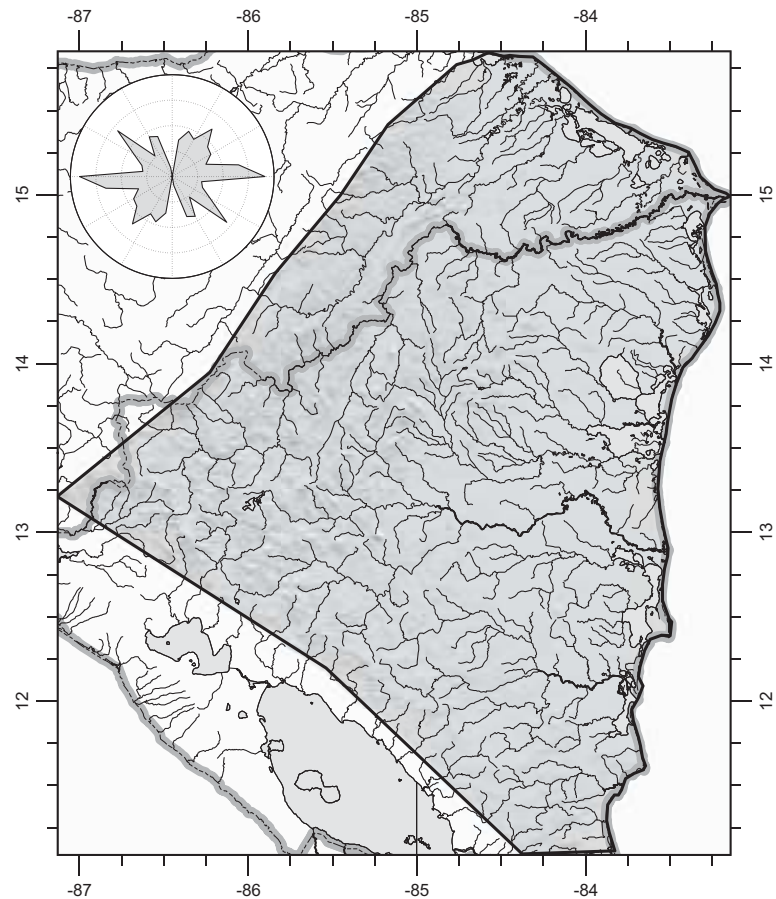


Figura 2.23: Red de drenaje principal en la zona oriental del bloque de Chortís y rosa de direcciones de ésta.

con anterioridad, Figuras 2.10), al contrario de lo que pasaba en las zonas central y occidental del bloque.

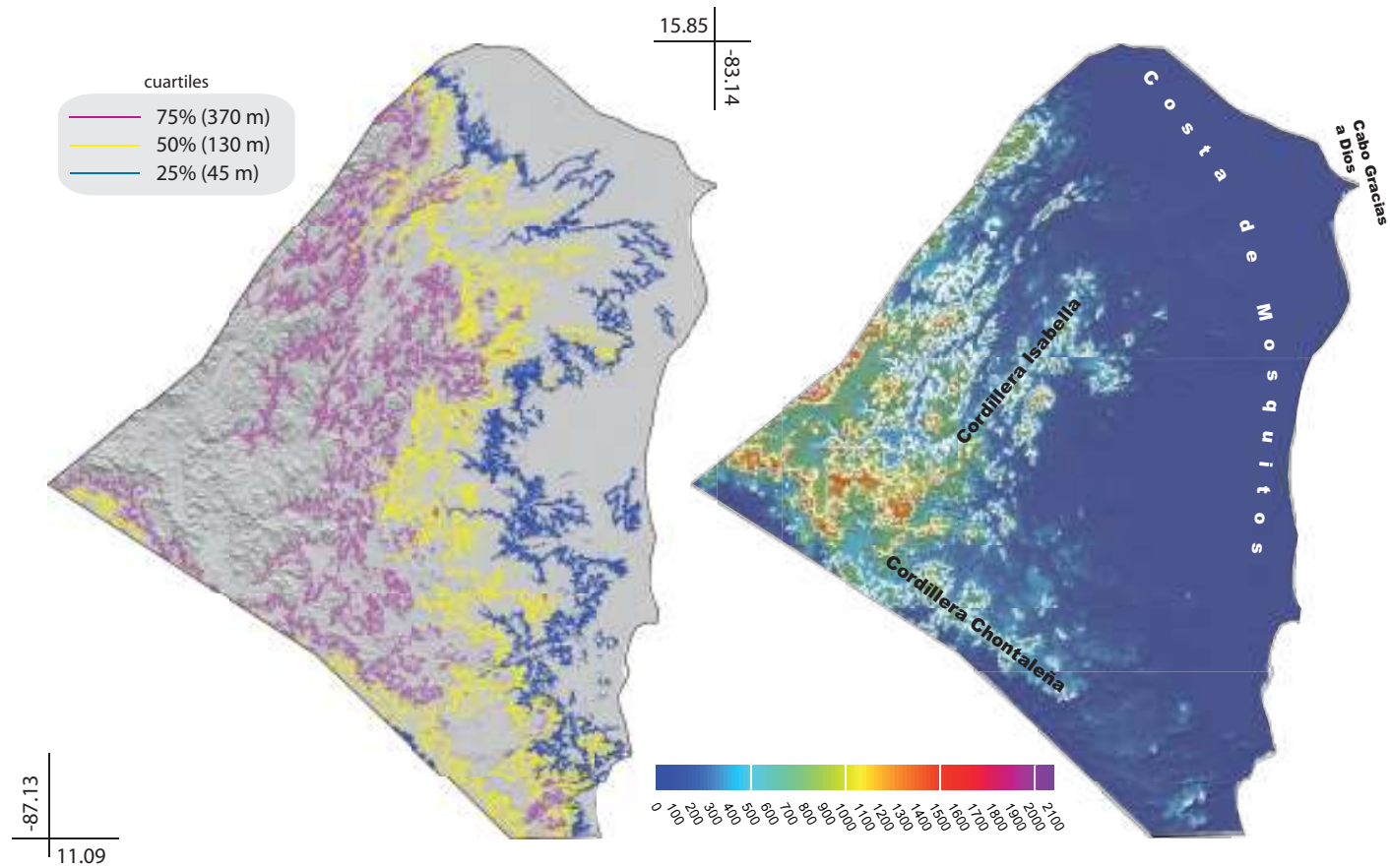


Figura 2.24: Morfometría de la zona oriental del bloque de Chortís. Izquierda – Curvas de contorno correspondientes a los cuartiles sobre modelo digital de elevaciones. Derecha – Mapa morfométrico. Las líneas de contorno tienen un intervalo de 500 m.

2.3. Discusión y conclusiones del análisis morfotectónico

Como se ha mostrado en este capítulo, en la zona de estudio encontramos dos ambientes tectónicos claramente diferenciados: el arco volcánico centroamericano, asociado principalmente a la subducción de la placa del Coco bajo el bloque de Chortís; y el bloque de Chortís propiamente dicho, cuya tectónica puede ser entendida como la de un punto triple difuso e inestable entre las placas de Norteamérica, Caribe y Cocos.

El arco volcánico puede dividirse atendiendo al análisis morfotectónico en tres partes principales subdivididas a su vez en dos segmentos cada una (Figura 2.25). Esta subdivisión difiere de la clásica de *Stoiber y Carr* [1973] y *Carr* [1976], no sólo en el tipo de segmentos y sus límites (con frecuencia coinciden o se aproximan) si no también en el origen tectónico de esta segmentación, estando en el caso de este trabajo muy influida por la tectónica del bloque de Chortís, al norte del arco volcánico, y no sólo por la zona de subducción. Esto fue propuesto, principalmente para la zona más occidental del arco, por *Plafker* [1976] y *Burkart y Self* [1985]. La zona del arco volcánico en Guatemala se extiende desde la intersección de la falla de Polochic con el arco hasta el borde occidental del Graben de Ipala. Esta zona se subdivide al sur del Graben de Guatemala, coincidiendo con la terminación de la falla de Motagua y el adelgazamiento de la llanura pacífica de proarco. La zona del arco en El Salvador se extiende desde el sur del Graben de Ipala hasta el Golfo de Fonseca, y puede ser subdividida de manera aproximada en una zona de meseta hacia el oeste de la cuenca del río Lempa y una depresión hacia el este. En Nicaragua el arco se extiende desde el Golfo de Fonseca hasta las cordilleras costarricenses en una depresión continua. Éste puede dividirse en dos partes atendiendo a un salto en la posición de la línea de volcanes, coincidente con el extremo oriental del lago Managua y una serie de fallas de dirección NE-SO. La segmentación del arco en su parte occidental, desde la falla de Polochic hasta el Golfo de Fonseca, parece depender en gran medida de la tectónica del bloque de Chortís, mientras que en la zona de Nicaragua esta relación no es tan clara. Como hemos visto los límites entre segmentos del arco volcánico coinciden de manera aproximada con estructuras importantes del bloque de Chortís, siendo menos claros los límites de las subdivisiones de los segmentos de El Salvador y Nicaragua, en la pequeña cuenca del Lempa y en el extremo oriental del Lago Managua respectivamente.

La subdivisión del bloque de Chortís en subbloques, atendiendo a criterios morfotectónicos es similar a la realizada por *Burkart y Self* [1985] y sugerida ya por *Malfait y Dinkelman* [1972], y casi equivalente a las más recientes de *Rogers* [2003] o *Marshall* [2007]. En esta división se diferencian tres partes principales, occidental, central y oriental. La occidental abarca desde la Falla de Motagua hasta la Depresión de Honduras, la central desde ésta hasta la falla de Guayape, y finalmente la oriental desde la falla de Guayape hacia el este, estando soldada a la placa de Caribe, alargándose por el alto Nicaragüense bajo el mar

hacia Jamaica en dirección NE (Figura 2.25). Cabe mencionar el microbloque de Chuacus, situado entre las fallas de Motagua y Polochic en el extremo occidental del límite de placas de Norteamérica - Caribe [Burkart, 1983] (Figura 1.16, página 28). Por su situación particular, no ha sido considerado como parte de la zona occidental del bloque de Chortís.

Como se ha descrito, la parte oriental no presenta una gran influencia de la tectónica actual en su relieve, quedando conformadas sus sierras como relictos erosivos de los cinturones de deformación mesozoicos. Esta zona, de bajo relieve, forma parte del bloque de corteza continental que quedó soldado a la placa de Caribe en su evolución durante el Eoceno [Malfait y Dinkelman, 1972; Ross y Scotese, 1988], y que en la actualidad no presenta gran deformación interna.

La geomorfología de la parte central del bloque parece influida principalmente por tres estructuras tectónicas de importancia, por un lado la depresión de las islas Caimán, al norte, genera una serie de estructuras extensionales de dirección OSO-ENE en el borde de la plataforma continental que pasan a ser más E-O e incluso ONO-ESE hacia el interior. Aquí estas estructuras se curvan hacia el este uniéndose a la falla de Guayape. Esta falla es otra de las influencias en el relieve, marcando el límite del bloque nítidamente y uniéndose hacia el SO al Golfo de Fonseca, la tercera gran estructura con influencia en el relieve. Hacia el Golfo de Fonseca, en el sur, encontramos en esta zona una serie de estructuras extensionales que se disponen de manera aproximadamente radial, paralelas a la depresión de Honduras en el oeste y a la falla de Guayape en el este (Figura 2.25). Si interpretamos estados de deformación a partir de estos rasgos extensionales tenemos que en el extremo norte las estructuras se corresponden a un estado de extensional de dirección NNO-SSE y al sur el eje de máxima deformación se dispone paralelo al arco volcánico, de manera que en la zona central es probable encontrar un estado extensional radial (Figura 2.25). En la zona central aparecen además una serie de estructuras E-O que quizás puedan relacionarse con esta misma familia en la parte occidental del bloque, donde parecen tener componente de desgarre, aunque de actividad baja.

Es en la zona occidental donde mayores rasgos diferentes encontramos. Por un lado están las estructuras subparalelas al límite de placas de Norteamérica con el bloque de Chortís, estructuras de desgarre como las fallas de Jocotán o Chamelecón, que forman pequeñas cuencas extensionales de tipo «pull apart» entre ellas (Figura 2.25). Al sur de estas fallas podemos subdividir la zona en dos partes, una norte, con estructuras de dirección principalmente NE-SO, y otra sur, cuyas estructuras presentan direcciones NO-SE. Es en la parte sur de la zona donde se encuentra la estructuración de tipo «horst y graben» tan característica de las tierras altas del bloque de Chortís. El graben de Ipala es la mayor de las estructuras extensionales de esta zona, presentando un vulcanismo bastante activo. Al oeste del graben de Ipala encontramos el graben de la ciudad de Guatemala, sin embargo, la formación de este graben menor parece estar asociada principalmente al movimiento de la falla de Motagua [Plafker, 1976; Langer y Bollinger, 1979], y por lo tanto formaría parte de la misma familia

2.3. Discusión y conclusiones del análisis morfotectónico

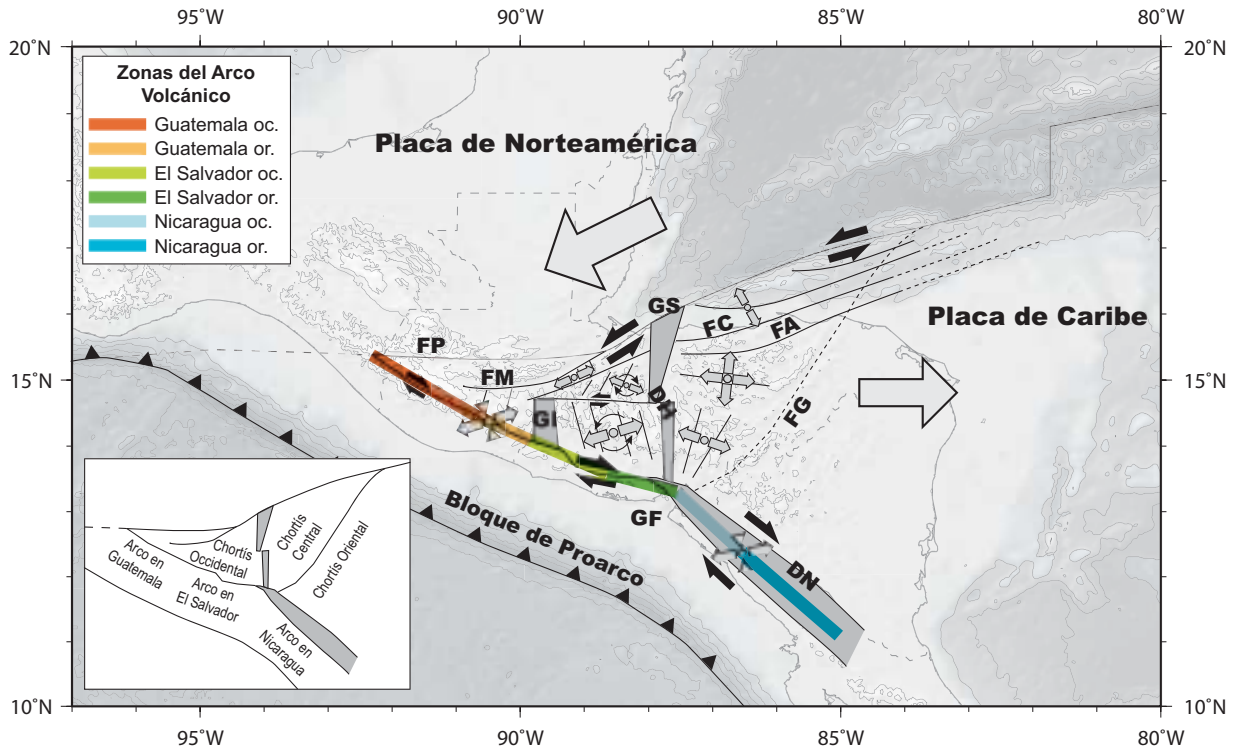


Figura 2.25: Esquema tectónico regional idealizado. En la figura se han destacado las direcciones estructurales de mayor importancia para la interpretación. Las cruces de esfuerzos son interpretativas partiendo de las direcciones estructurales y características observadas. FP: Falla de Polochic; FM: Falla de Mota-gua; GI: Graben de Ipala; GS: Graben de Sula; DH: Depresión de Honduras; GF: Golfo de Fonseca; FC: Falla de La Ceiba; FA: Falla de Aguán; FG: Falla de Guayape; DN: Depresión Nicaragüense.

de pequeñas cuencas asociadas al límite de placas. Entre la parte sur y la norte encontramos un corredor de fallas de dirección E-O, que podrían desplazar como un desgarre siniestro la depresión de Honduras compartimentándola. El estado de deformaciones en esta zona occidental del bloque es de tipo extensional con una dirección general E-O, sin embargo, podríamos interpretar las partes norte y sur como dos dominios donde la deformación está influida por las grandes estructuras de desgarre que los limitan, de manera que el elipsoide de deformación extensional E-O es rotado en dirección horaria en la parte norte y antihoraria en la sur. La mayor tasa de deformación E-O en la parte sur justificaría la presencia del desgarre siniestro entre ambos dominios (Figura 2.25).

Capítulo 3

Análisis sismotectónico

3.1. Introducción

Se define sismotectónica como el «estudio de los terremotos como componente tectónico» [Scholz, 2002].

En los textos que tratan esta rama de la tectónica (o de la sismología, según se mire) se suele presentar un mapa global de la sismicidad que pone en evidencia la clara relación de ésta con los límites de placas litosféricas. De manera análoga presento un mapa de sismicidad de la región del Mar Caribe (Figura 3.1). En éste son claramente visibles los límites de la placa del Caribe. Las zonas que presentan sismicidad más profunda, representada por los colores verdes y azules (>90 km), corresponden a los límites de placa de subducción. Esta sismicidad profunda se debe a la deformación interna de la placa que subduce, y puede llegar en algunos casos a alcanzar los 300 km de profundidad. En la Figura 3.1 se aprecian claramente tres zonas de subducción. La más extensa se sitúa en el límite occidental de la placa, es la zona de subducción de la placa del Coco bajo las placas de Norteamérica, al norte, y Caribe, al sur, en la fosa Mesoamericana. En el lado opuesto de la placa, en la fosa de las Antillas Menores, encontramos otra zona de subducción, en este caso es la subducción de las placas de Norteamérica y Sudamérica bajo la del Caribe. La tercera zona de subducción se sitúa hacia el sur de la placa del Caribe, esta zona de subducción no constituye ningún límite de la placa del Caribe (al menos no en un sentido estricto), si no que está formada por la subducción de la placa de Nazca bajo la de Sudamérica, en la fosa de Ecuador - Colombia. Además de estas tres zonas de subducción principales existen otras partes de la placa de Caribe que presentan deformación similar y han sido propuestas por diversos autores como zonas de subducción menores o pseudosubducciones [Stephan *et al.*, 1986] que implican la deformación compresiva de los límites de la placa de Caribe subyaciendo bajo bloques de afinidad más continental o mayor rigidez: subducción de la placa del Caribe bajo la de Sudamérica en el área de Colombia - Venezuela [Pennington, 1981; Kellogg y Bonini, 1982; Pérez *et al.*, 1997; Taboada *et al.*, 2000; Trenkamp *et al.*, 2002, entre otros], subducción de la placa de Caribe bajo el bloque de Pa-

namá [Stephan *et al.*, 1986; Kellogg y Vega, 1995; Trenkamp *et al.*, 2002, entre otros] y subducción de la placa del Caribe bajo el bloque de Puerto Rico [Byrne *et al.*, 1985; McCann, 1985; Calais *et al.*, 2002, entre otros]. Junto a estos límites compresivos claros existen dos límites de carácter principalmente transcurrente: El límite Norteamérica - Caribe al nor-noroeste y el límite Caribe - Sudamérica al sureste. El primero está constituido por un sistema de fallas que se suceden de oeste a este: Polochic - Motagua - Transformante de la Isla de Swan - Transformante de Oriente - Enriquillo. El segundo se constituye principalmente por las zonas de falla de San Sebastián y El Pilar, en la costa norte de Venezuela, de oeste a este. En la zona transcurrente Norteamérica - Caribe existe una zona de extensión, la depresión del Caimán, con generación de corteza oceánica desde el Eoceno Medio aproximadamente (45 - 50 Ma) [Rosencrantz y Sclater, 1986; Rosencrantz *et al.*, 1988]. Además de los límites descritos, que delinean a la perfección la forma de la placa del Caribe, en la Figura 3.1 pueden apreciarse claramente los límites de la placa del Coco. Estos límites son la dorsal del Pacífico al oeste, la dorsal del Coco - Nazca al sur y la zona de fractura de Panamá al este. Estos límites se caracterizan por su sismicidad superficial concentrada sobre todo en las zonas transformantes.

Junto a esta relación evidente entre tectónica y ocurrencia de terremotos, existen otro tipo de análisis y herramientas que permiten estudiar la tectónica a partir de información sísmica. Podemos dividir las metodologías de la sismotectónica en dos grupos:

- Metodologías basadas en el análisis estadístico de la sismicidad como una serie espacial y temporal de eventos puntuales.
- Metodologías basadas en el análisis de los mecanismos focales como caracterización de roturas en planos de falla.

Además de estos estudios directos de la sismicidad, existen otra serie de técnicas geofísicas que aunque no utilizan los terremotos como proceso físico de estudio en sí, si utilizan las ondas elásticas liberadas por estos para caracterizar estructuras y procesos geológicos y geodinámicos: Tomografía sísmica, anisotropía sísmica, modelado de estructuras de velocidades, estudio de formas de coda, inversión de procesos de rotura, etc.

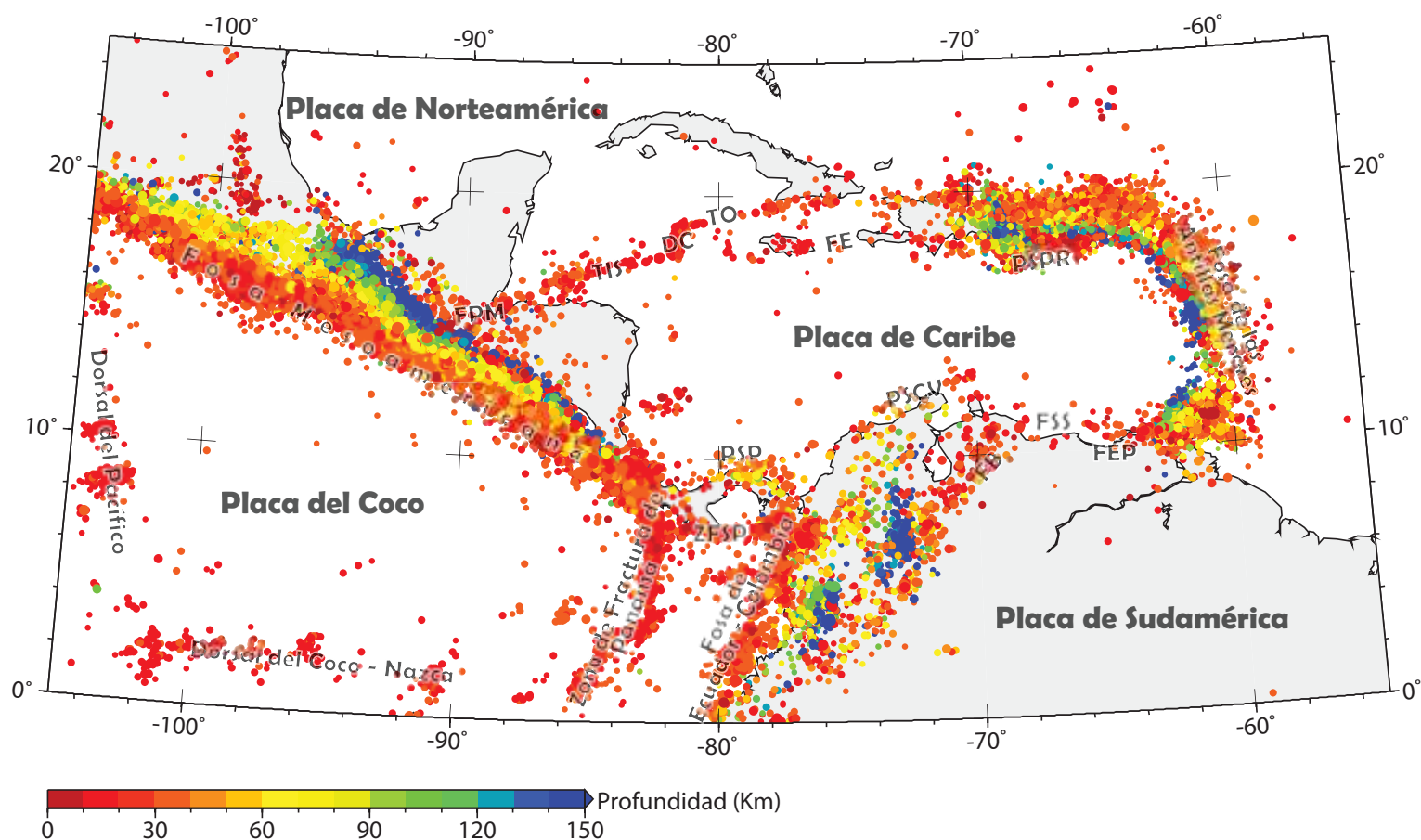


Figura 3.1: Distribución espacial de la sismicidad de la región del Mar Caribe. Catálogo sísmico del NEIC [2007], (1976 - 2007). El tamaño de los círculos es proporcional a la magnitud de los terremotos. El color es función de la profundidad hipocentral como muestra la escala. FPM: Fallas de Polochic - Motagua; TIS: Transformante de la Isla de Swan; DC: Dorsal de Caimán; TO: Transformante de Oriente; FE: Falla de Enriquillo; PSPR: Pseudosubducción de Puerto Rico; FEP: Falla de El Pilar; FSS: Falla de San Sebastián; FB: Falla de Bocono; PSCV: Pseudosubducción de Colombia - Venezuela; PSP: Pseudosubducción de Panamá; ZFSP: Zona de Falla del Sur de Panamá.

En este capítulo analizaré la distribución espacial de los eventos desde un punto de vista cualitativo para definir las principales estructuras tectónicas activas, y analizaré los datos de mecanismos focales para caracterizar la actividad de estas estructuras. El uso de los mecanismos focales para el estudio de la tectónica data de finales de los años 60. Entre las evidencias de la existencia de la tectónica de placas los mecanismos focales fueron utilizados para la descripción de su cinemática y los mecanismos de deformación de sus límites [Sykes, 1967; Isacks *et al.*, 1968]. La placa de Caribe no fue una excepción y en esta misma época vieron la luz dos artículos clásicos en la sismotectónica, Sykes y Ewing [1965] y Molnar y Sykes [1969], el primero describe la tectónica del Caribe a partir de la distribución espacial de hipocentros y el segundo a partir también de sus mecanismos focales.

Junto al análisis de la sismicidad presento además un nuevo sistema de clasificación y representación de mecanismos focales en función del tipo de rotura que genera cada evento basado en las inmersiones de los ejes P, T y B del mecanismo focal y el diagrama de Kaverina *et al.* [1996]. Al ser este último aspecto el más metodológico en sí, pasaré a describirlo a continuación antes de entrar en los análisis e interpretaciones de la actividad sísmica de la zona de estudio. Para la obtención de los parámetros característicos de un mecanismo focal a partir del tensor de momento sísmico de Harvard [2008] he utilizado un código programado en Matlab® modificando algunas funciones del paquete de programas de Fortran FPSPACK de Gasperini y Vannucci [2003] y añadiendo otras (ver Anexo A).

3.2. Sistema de clasificación y representación de mecanismos focales

Se utiliza el termino «Mecanismo Focal» para referirse a los parámetros que caracterizan tanto al terremoto como a la fuente generadora de éste. Un mecanismo focal suele aportar las características de los dos posibles planos de rotura ortogonales: dirección, buzamiento y cabeceo del vector deslizamiento sobre el plano; así como la energía liberada por el evento, su localización hipocentral y el tiempo exacto de ocurrencia. El mecanismo focal puede, en lugar de aportar los datos de los planos de rotura posibles (6 variables), expresar las características de la rotura mediante el Tensor Momento Sísmico (TMS) (6 variables).

El TMS se basa en la descripción de fuerzas equivalentes en una fuente sísmica puntual ¹. En este tensor debe cumplirse la condición de que los momentos angulares sean nulos, es decir el TMS será un tensor simétrico en un espacio tridimensional (9 componentes) con 6 componentes independientes, de manera análoga al principio de simetría del tensor de deformación:

¹Una fuente sísmica puede considerarse puntual si tanto la distancia del observador a la fuente como la longitud de onda medida son mucho mayores que la dimensión de la fuente.

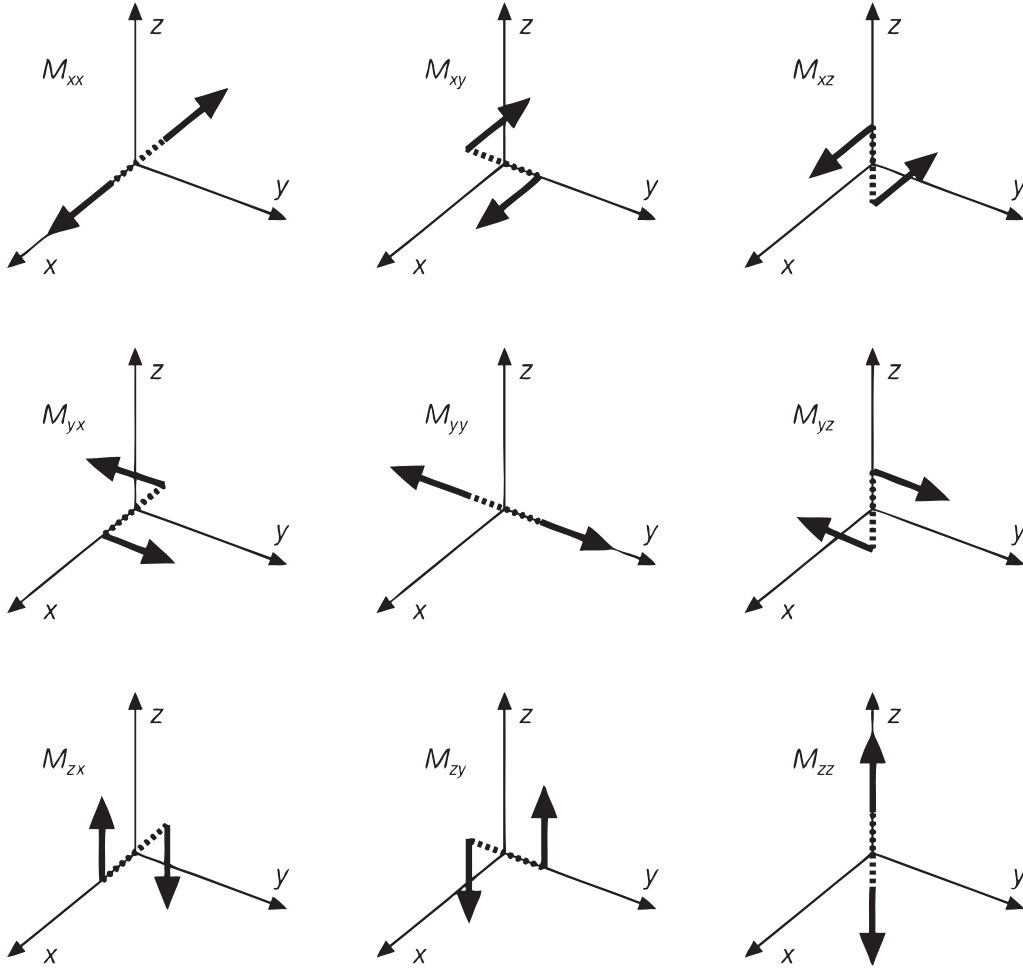


Figura 3.2: Representación de los componentes del TMS en el sistema de coordenadas x, y, z .

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} M_{XX} & M_{XY} & M_{XZ} \\ M_{YX} & M_{YY} & M_{YZ} \\ M_{ZX} & M_{ZY} & M_{ZZ} \end{pmatrix}, \quad (3.1)$$

donde $M_{XY} = M_{YX}$, $M_{XZ} = M_{ZX}$, $M_{YZ} = M_{ZY}$ (Figura 3.2).

Al igual que ocurre con el tensor de deformación en el que definimos las orientaciones de los ejes principales (vectores propios) y sus tres valores de deformación correspondientes (valores propios), el TMS puede ser definido análogamente por las orientaciones de sus ejes P, T y B (vectores propios) y los valores de sus tres momentos principales (valores propios). El eje T se asocia con el mayor de los momentos principales m_T , el eje P con el menor m_P y el eje B con el valor intermedio m_B . Si las deformaciones en el entorno de la fuente sísmica son simples, los TMS tiene a su vez formas simples, definidas como isótropas, desviadoras o de doble par, de manera análoga a las deformaciones isótropas, desviadoras y de cizalla pura (Figura 3.3).

3.2. Sistema de clasificación y representación de mecanismos focales




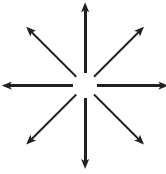
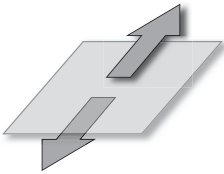
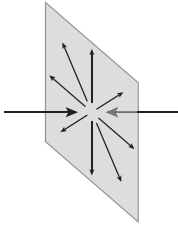
	Isótropo	Doble Par	CLVD
tensor momento	$\begin{bmatrix} m & 0 & 0 \\ 0 & m & 0 \\ 0 & 0 & m \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} m & 0 & 0 \\ 0 & -m & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} m & 0 & 0 \\ 0 & -2m & 0 \\ 0 & 0 & m \end{bmatrix}$
primeras llegadas			
movimiento de partículas			
ejemplo	explosión	deslizamiento sobre una falla	deslizamiento radial uniforme sobre un plano debido a acortamiento normal

Figura 3.3: Representación de fuentes sísmicas «puras». Se muestran los tipos isótropo, doble par (*double couple*, DC) y dipolo vectorial lineal compensado (*compensated linear vector dipole*, CLVD) como TMS, proyección de igual área de primeras llegadas de ondas P («pelotas de playa» o *beach balls*) y en esquema el movimiento de las partículas en las inmediaciones de la fuente. Modificado de Frohlich y Apperson [1992] y este a su vez de Apperson [1991].

La manera clásica y más sencilla de representar un mecanismo focal es mediante la proyección estereográfica. En ésta se proyectan los planos nodales y se rellenan de color los cuadrantes que contienen el eje T del tensor momento (Figura 3.4). Este tipo de representación es de especial utilidad a la hora de interpretar desde un punto de vista tectónico los datos sísmicos. Este tipo de representación es conocido coloquialmente como «pelota de playa» (*Beach Ball* en inglés) y es muy utilizado para representar en mapas los mecanismos focales en su contexto tectónico, de manera que ésta es una herramienta básica en los estudios de sismotectónica. En este trabajo, como se verá, abundan este tipo de representaciones en mapas y perfiles. El principal problema es la abundancia relativa de datos, en zonas de alta actividad sísmica es prácticamente imposible representar de manera clara toda la información disponible debido a la agrupación de eventos en determinadas zonas o estructuras tectónicas, es por ello que otro tipo de representaciones capaces de ayudarnos a interpretar la tectónica activa a partir de las características de agrupaciones de mecanismos focales se

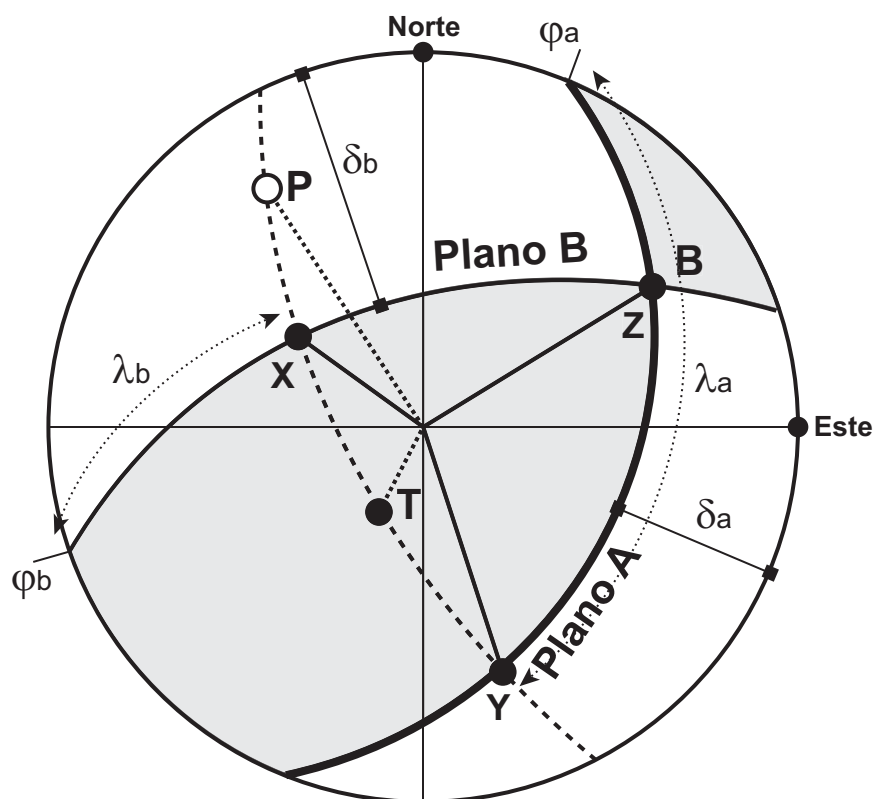


Figura 3.4: Diagrama de la esfera focal sobre proyección estereográfica en el hemisferio inferior con la orientación del mecanismo: Planos de falla (A) y auxiliar (B) con sus orientaciones, φ dirección, δ buzamiento y λ cabeceo; ejes X, Y, Z del doble par de fuerzas; ejes P, T y B del TMS. Modificado de Udías [1989]

hacen necesarias. Este tipo de representaciones las encontramos basadas en:

- Proyecciones de los ejes principales del TMS.
- Características geológicas de los planos.
- Cuaterniones.

De estos tres tipos, la de los cuaterniones es la menos utilizada debido a su complejidad de procesado y representación [Kagan, 2005]. Este tipo de representación ha sido utilizado para evaluar las diferencias de rotaciones angulares entre mecanismos focales en diferentes tipos de investigaciones: diferencias entre mecanismos focales calculados por diferentes métodos, análisis de patrones de sismicidad, análisis de estados de esfuerzos a partir de mecanismos focales, etc. [ver Kagan, 2007, y referencias incluidas en dicho trabajo]. Se basa en la reducción de las seis variables que definen el TMS a 4 variables independien-

tes normalizadas². La ventaja principal de los cuaterniones es su aplicabilidad matemática a los cálculos de rotaciones, aunque su interpretación como fuente sísmica y su representación no es algo sencillo o intuitivo. Es por esto que se suelen obtener a partir de los cuaterniones los ángulos de inmersión de los ejes P, T y B para su representación como en los métodos basados en estos ejes que veremos más adelante.

Gran parte de las representaciones de los mecanismos focales se basan en los parámetros que caracterizan sus planos nodales, que son equivalentes a los parámetros utilizados clásicamente en geología estructural para describir y analizar vectores de deslizamiento sobre planos de falla (Figura 3.5): dirección (φ), buzamiento (δ) y cabeceo (λ). Hay diversos tipos de representaciones que pueden ser útiles a la hora de estudiar las características de grupos de mecanismos focales. El principal inconveniente de estas representaciones es la duplicación del número de datos representados respecto al número de mecanismos focales dado que cada mecanismo focal arroja como resultado dos planos nodales ortogonales. Aunque desde un punto de vista mecánico pueden ser discriminados [ver como ejemplo las discusiones de *McKenzie*, 1969; *Michael*, 1987; *Gephart*, 1990], y se puede seleccionar el plano de rotura en función del ángulo de buzamiento y el carácter de la falla, en los casos donde el mecanismo focal es compatible mecánicamente con ambos planos de rotura (por ejemplo en los casos de desgarres puros) o cuando la existencia de fallas reactivadas con inversión tectónica no pueda ser descartada, esta discriminación puede dar lugar a interpretaciones tectónicas erróneas. Hay tantos tipos de representaciones como combinaciones posibles de estos parámetros y sus derivados (normalmente

²*Kagan* [1982] utilizó un cuaternión normalizado para representar un mecanismo de doble par. El cuaternión normalizado se expresa matemáticamente como

$$\mathbf{q} = [q_1, q_2, q_3, q_4], \quad (3.2)$$

conteniendo cuatro términos que pueden interpretarse como una esfera 3-D en un espacio 4-D:

$$q_1^2 + q_2^2 + q_3^2 + q_4^2 = 1. \quad (3.3)$$

Por tanto el número total de grados de libertad es tres. El cuaternión normalizado puede ser utilizado para describir una rotación 3-D, de manera que los tres primeros términos de la Ecuación 3.3 definen la orientación en el espacio 3-D del eje de rotación y el cuarto término el ángulo de rotación [*Kagan*, 1991]. Si lo aplicamos a la parametrización de un mecanismo de doble par, el cuaternión identidad (de rotación nula)

$$\mathbf{I} = [0, 0, 0, 1] \quad (3.4)$$

es equivalente al mecanismo de doble par de desgarre caracterizado por unas inmersiones de sus ejes:

$$\alpha_P = \alpha_T = 0^\circ; \alpha_B = 90^\circ, \quad (3.5)$$

y de direcciones:

$$\gamma_T = 0^\circ; \gamma_P = 90^\circ, \quad (3.6)$$

cualquier otro mecanismo focal es expresado como una rotación siguiendo la Ecuación 3.3 tomando como referencia el cuaternión identidad definido en las Ecuaciones 3.4, 3.5 y 3.6.

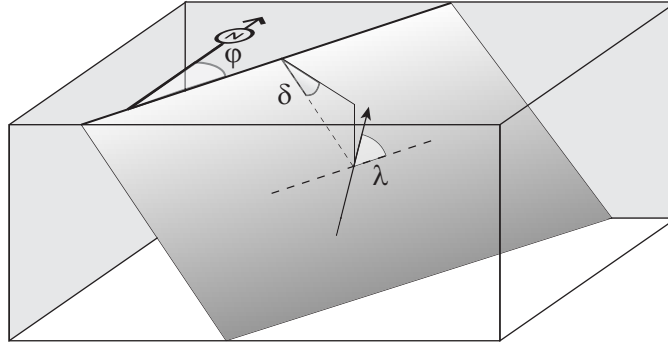


Figura 3.5: Bloque diagrama representando los parámetros que definen la orientación de un plano de falla en el espacio. φ : dirección del plano; δ : buzamiento; λ : cabeceo del vector desplazamiento contenido en el plano.

funciones trigonométricas) existen, pudiendo ser representados en gráficos biaxiales, proyecciones estereográficas, etc. [Davis y Reynolds, 1996; Ramsay y Huber, 1997; Pollard y Fletcher, 2005].

Desde un punto de vista más físico los grupos de mecanismos focales pueden representarse en gráficos como función de sus ejes P, T y B. Estos ejes forman un sistema ortogonal y sus características de orientación en el espacio pueden definirse como cualquier línea, con dirección e inmersión. Las ventajas principales de este tipo de representaciones son: su univocidad, es decir, por cada mecanismo focal obtenemos un punto en el gráfico, su simplicidad de interpretación, dado que en función de la inmersión de los ejes obtenemos el carácter de la deformación (normal, desgarre, inversa) y su aminoración de errores respecto a los planos, dado que éstos son derivados de los ejes del TMS y esta derivación puede conllevar errores por redondeo o malinterpretación de los parámetros angulares de los planos [Vannucci y Gasperini, 2003]. El inconveniente principal es que las direcciones de los planos, al utilizar sus inmersiones, son descartadas, de manera que junto a estos gráficos son necesarios otros complementarios que representen estas direcciones para poder hacer interpretaciones completas. Para analizar y representar grupos de mecanismos focales he desarrollado un gráfico basado en los propuestos por Kaverina *et al.* [1996] y Kagan [2005] pero con una clasificación en función de características geológicas. En la siguiente sección describo este tipo de representación.

Diagrama de clasificación de mecanismos focales

Frohlich y Apperson [1992] desarrollaron un diagrama ternario para representar mecanismos focales basado en la relación:

$$\sin^2 \iota_T + \sin^2 \iota_B + \sin^2 \iota_P = 1, \quad (3.7)$$

donde ι_T , ι_B y ι_P son las inmersiones de los ejes T, B y P del TMS. Esta relación

se cumple para tres ejes ortogonales. Dado que la ecuación de una esfera es

$$x^2 + y^2 + z^2 = 1, \quad (3.8)$$

y todos los ángulos son positivos, entre 0° y 90° , entonces la representación del mecanismo focal definido por estos ejes es equivalente a la proyección de un punto en un octante esférico sobre una superficie plana. El principal problema, que ha ocupado a astrónomos y cartógrafos durante siglos, es que una esfera no es una superficie desarrollable, es decir, su proyección sobre un plano no puede realizarse sin distorsiones. La proyección seleccionada por *Frohlich y Apperson* [1992] fue la gnomónica (Figura 3.6), cuya proyección en un plano de un octante esférico es un triángulo³. Sin embargo, como queda patente en la Figura 3.6, la distorsión que introduce esta proyección hacia los extremos del triángulo es grande, pudiendo dificultar el estudio de las agrupaciones de mecanismos focales, como el propio autor señaló [Frohlich, 2001]. Para evitar estas distorsiones *Kaverina et al.* [1996] propusieron el uso de una proyección que mantuviera la proporción de las áreas, similar a la proyección de igual área azimutal de Lambert (Figura 3.6), que es la utilizada en geología estructural para configurar la plantilla estereográfica. En este caso el contorno del diagrama no será triangular como en el de *Frohlich y Apperson* [1992] (Figura 3.7), si no que estará formado por segmentos de círculos mayores.

Si tomamos

$$z_T = \sin \iota_T \quad (3.13)$$

$$z_P = \sin \iota_P \quad (3.14)$$

$$z_B = \sin \iota_B \quad (3.15)$$

la longitud del vector que conecta el centro del diagrama con el punto proyectado vendrá definido por:

³Si definimos el ángulo

$$\psi = \arctan \left(\frac{\sin \iota_T}{\sin \iota_P} \right) - 45^\circ, \quad (3.9)$$

y el ángulo

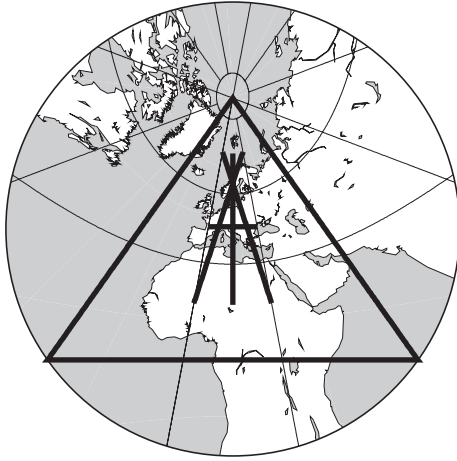
$$\iota_s = \arcsin \frac{1}{\sqrt{3}} = \arctan \frac{1}{\sqrt{2}} \approx 35,26^\circ, \quad (3.10)$$

que es el ángulo del eje de simetría ternario con los ejes ortogonales del octante, entonces las posiciones x e y sobre un plano serán:

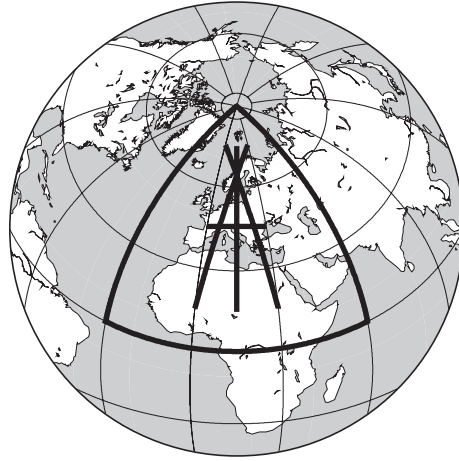
$$x = \frac{\cos \iota_B \cdot \sin \psi}{\sin \iota_s \cdot \sin \iota_B + \cos \iota_s \cdot \sin \iota_B \cdot \cos \psi} \quad (3.11)$$

$$y = \frac{\cos \iota_s \cdot \sin \iota_B - \sin \iota_s \cdot \cos \iota_B \cdot \cos \psi}{\sin \iota_s \cdot \sin \iota_B + \cos \iota_s \cdot \sin \iota_B \cdot \cos \psi} \quad (3.12)$$

El ángulo ι_s en la proyección es el ángulo de inmersión de los ejes T, B y P para el mecanismo focal que ocupa el baricentro del diagrama ternario donde $x = y = 0$.



Gnomónica



Igual área azimutal de Lambert

Figura 3.6: Representación de un hemisferio del globo terrestre centrado en Europa (45° N, 15° E). El triángulo rojo marca el octante esférico perteneciente al hemisferio norte comprendido entre las longitudes 30° W y 60° E. Las líneas gruesas han sido trazadas para ayudar a la comparación de ambas proyecciones.

$$L = 2 \sin \left[\frac{1}{2} \cdot \arccos \left(\frac{z_T + z_P + z_B}{\sqrt{3}} \right) \right] \quad (3.16)$$

y el factor de normalización será:

$$N = \sqrt{2 \cdot [(z_B - z_P)^2 + (z_B - z_T)^2 + (z_T - z_P)^2]}. \quad (3.17)$$

Las coordenadas de los puntos proyectadas en un plano son entonces:

$$x = \sqrt{3} \cdot \frac{L}{N} \cdot (z_P - z_T), \quad (3.18)$$

$$y = \frac{L}{N} \cdot (2z_B - z_P - z_T). \quad (3.19)$$

Para clasificar los mecanismos focales *Kagan* [2005] divide el octante en tres áreas, un área de régimen de desgarre, otra de normal y otra de inversa. Las líneas divisorias parten del centro y dividen por la mitad a los tres círculos mayores que definen los límites del diagrama (Figura 3.7).

El diagrama de clasificación que presento aquí no se basa como los anteriores únicamente en el ángulo de inmersión, si no que parte de los tipos de deslizamiento que una falla puede presentar desde un punto de vista geológico. Así he clasificado los ángulos de inmersión correspondientes para obtener campos en el diagrama que representen deslizamientos de tipo normal, normal - desgarre, desgarre - normal, desgarre puro, desgarre - inverso, inverso - desgarre e inverso. El esquema de clasificación se muestra en la Figura 3.8, que

3.2. Sistema de clasificación y representación de mecanismos focales

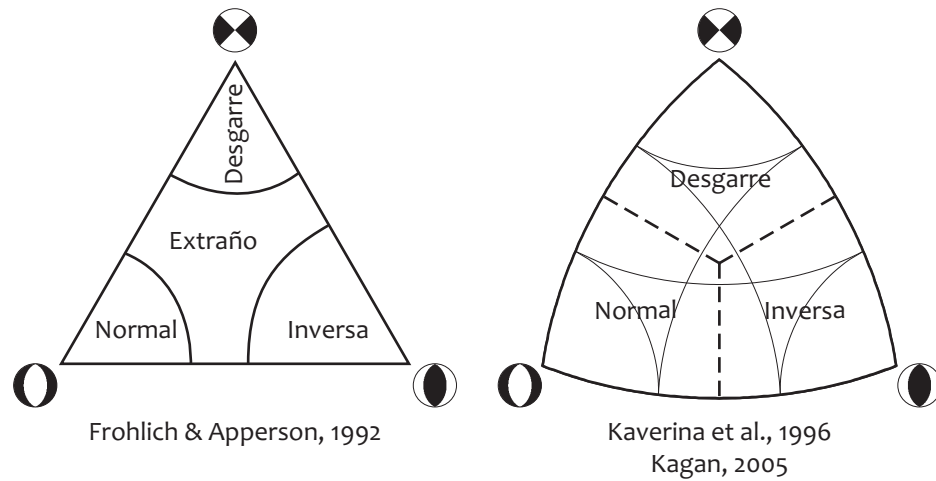


Figura 3.7: Diagramas de clasificación de mecanismos focales en función de las inmersiones de los ejes del TMS propuestos por *Frohlich y Apperson* [1992] (izquierda) y *Kagan* [2005] (derecha). En el diagrama de la derecha las líneas finas representan los valores angulares de 30° y 60° para cada eje.

es una representación gráfica del código empleado en la automatización de la clasificación. El código ha sido desarrollado en Matlab®:

```
function [class]=mecclass(input)

P = input(1);
B = input(2);
T = input(3);

[C,I] = max(input);
if C >= 67.5
    switch I
        case 1 % P max
            % normal faulting
            class = 1;
        case 2 % B max
            % strike-slip faulting
            class = 4;
        case 3 % T max
            % thrust faulting
            class = 7;
    end
else
    switch I
        case 1 % P max
            if B > T
                % normal - strike-slip faulting
                class = 2;
            else
                % normal faulting
                class = 1;
            end
        case 2 % B max
            if T > P
                % strike-slip - thrust faulting
                class = 5;
            else
                % strike-slip faulting
                class = 4;
            end
        case 3 % T max
            if P > B
                % normal - thrust faulting
                class = 6;
            else
                % thrust faulting
                class = 7;
            end
    end
end
```

```

        end
    case 2 % B max
        if P > T
            % strike-slip - normal faulting
            class = 3;
        else
            % strike-slip - thrust faulting
            class = 5;
        end
    case 3 % T max
        if B > P
            % thrust - strike-slip faulting
            class = 6;
        else
            % thrust faulting
            class = 7;
        end
    end
end
end

```

Este código puede resumirse de la siguiente manera:

- Si el mayor ángulo de inmersión es mayor o igual a 67.5° tendremos un mecanismo puro en función de cual sea este eje en la vertical:
 - P: Normal
 - B: Desgarre
 - T: Inverso
- Si ningún ángulo de inmersión es mayor o igual a 67.5° , entonces obtenemos el tipo de mecanismo en función de cuál sea el eje de mayor ángulo de inmersión y la relación de los otros dos:
 - Si $P > B > T$: Normal
 - Si $P > T > B$: Normal - Desgarre
 - Si $B > P > T$: Desgarre - Normal
 - Si $B > T > P$: Desgarre - Inverso
 - Si $T > B > P$: Inverso - Desgarre
 - Si $T > P > B$: Inverso

Si traducimos esta clasificación numérica al diagrama de *Kaverina et al.* [1996] obtenemos el diagrama de clasificación de TMS presentado en la Figura 3.9, que será utilizado a lo largo del presente capítulo. Sin embargo, he de destacar el hecho de que en los casos de TMS con carácter oblicuo, no claramente normales, inversos o desgarres, las interpretaciones han de hacerse con cautela, ya que una pequeña rotación, del orden del error de cálculo del TMS, puede provocar un cambio en el tipo de mecanismo de rotura. En el caso de mecanismos focales con uno de los ejes subverticales (es decir, de carácter puro) las posibles variaciones de carácter debido a error de cálculo son mínimas [*Angelier et al.*, 2008].

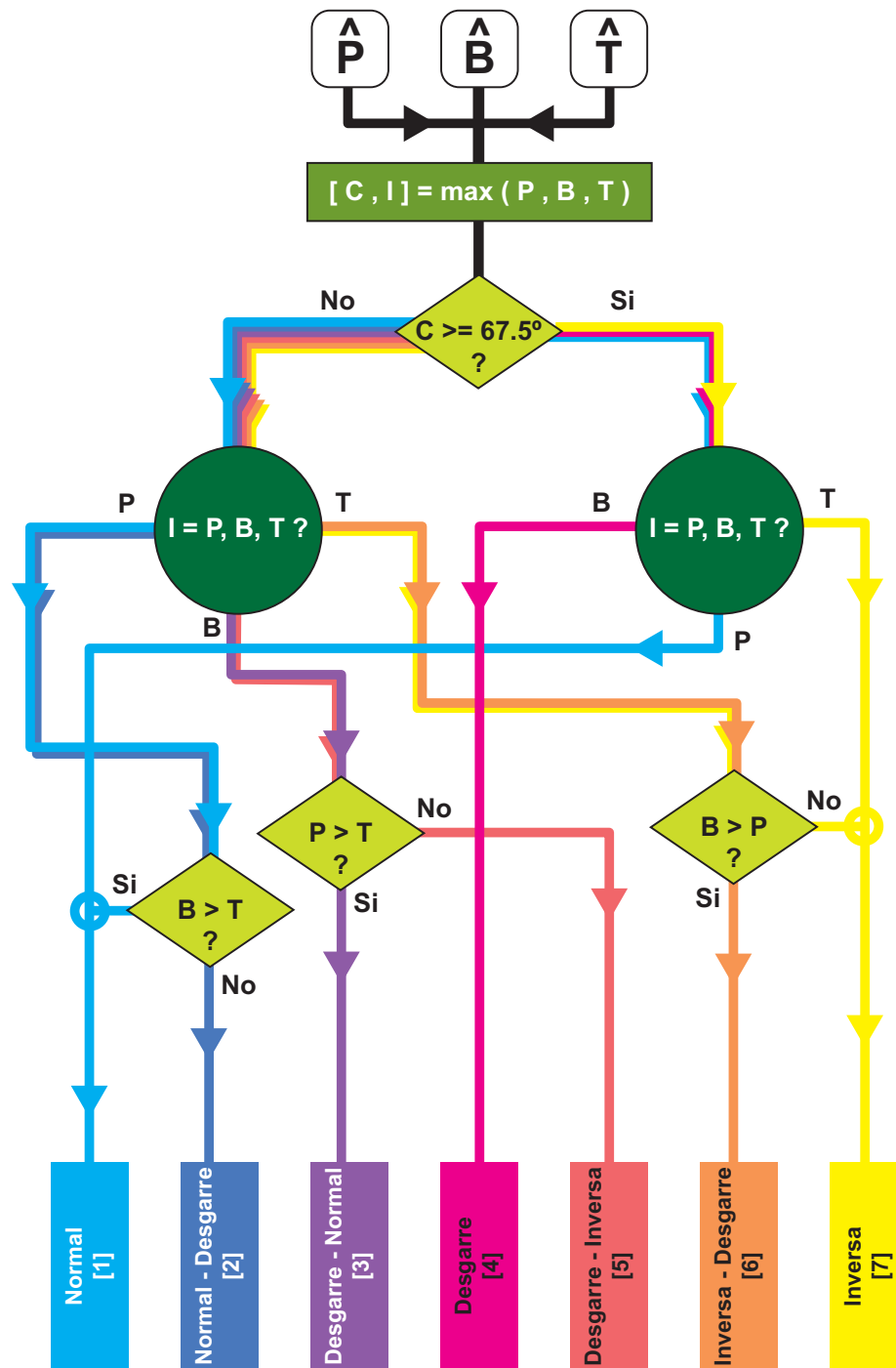


Figura 3.8: Esquema del proceso de clasificación de mecanismos focales en función de las inmersiones de los ejes del TMS. Nótese cómo las líneas de flujo están coloreadas en función del tipo de mecanismo focal que representan. **P**, **B** y **T** representan los respectivos ejes del TMS; **C** es el valor del ángulo de inmersión mayor e **I** es el eje correspondiente.

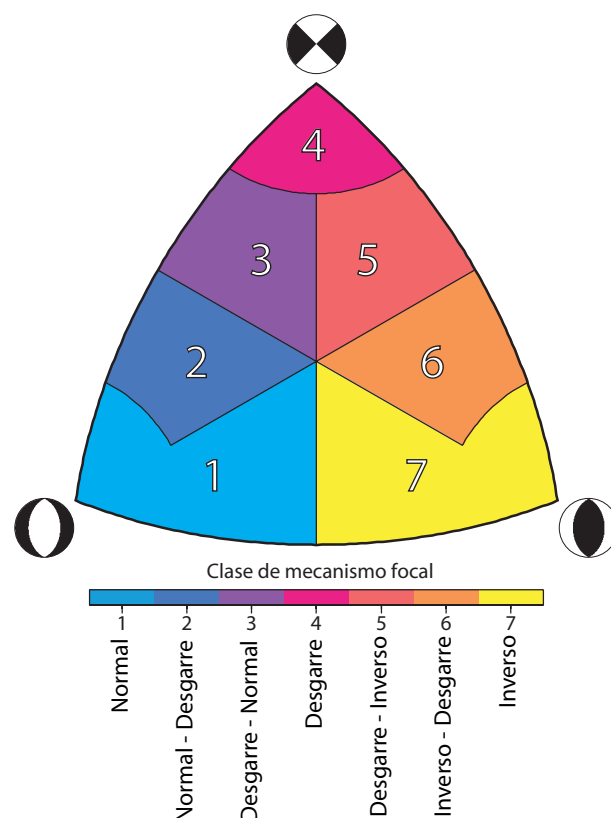


Figura 3.9: Diagrama de clasificación de mecanismos focales utilizado en este trabajo.

3.3. Análisis de la distribución epicentral

De manera análoga a la discusión inicial del presente capítulo sobre la tectónica de la placa del Caribe en función de la distribución de epicentros (Figura 3.1), en la Figura 3.10 se muestra la distribución de epicentros del catálogo del NEIC [2007], que consta de 9716 eventos con la distribución de frecuencias en función de la magnitud mostrada en la Figura 3.11. En el mapa de epicentros (Figura 3.10) se aprecian claramente las características básicas de la sismicidad de la zona. Pueden diferenciarse tres áreas con menor densidad de sismos, que corresponden a tres placas litosféricas diferentes. Al suroeste tenemos la placa del Coco, al norte la placa de Norteamérica y hacia el este la placa de Caribe. Estas tres áreas representan bloques de mayor rigidez separados por zonas donde la deformación es mayor y que corresponden a los límites de placa. El límite entre la placa de Norteamérica y la de Caribe queda definido de manera muy neta por una sismicidad muy somera (<30 km) alineada sobre la transformante de la isla de Swan, la dorsal del Caimán y la falla transformante de Oriente. El límite de la placa del Coco con las otras dos está claramente representada por la banda de alta actividad sísmica correspondiente a la zona de subducción. En esta banda la sismicidad llega a profundidades del entorno de los 250 km, estan-

3.3. Análisis de la distribución epicentral

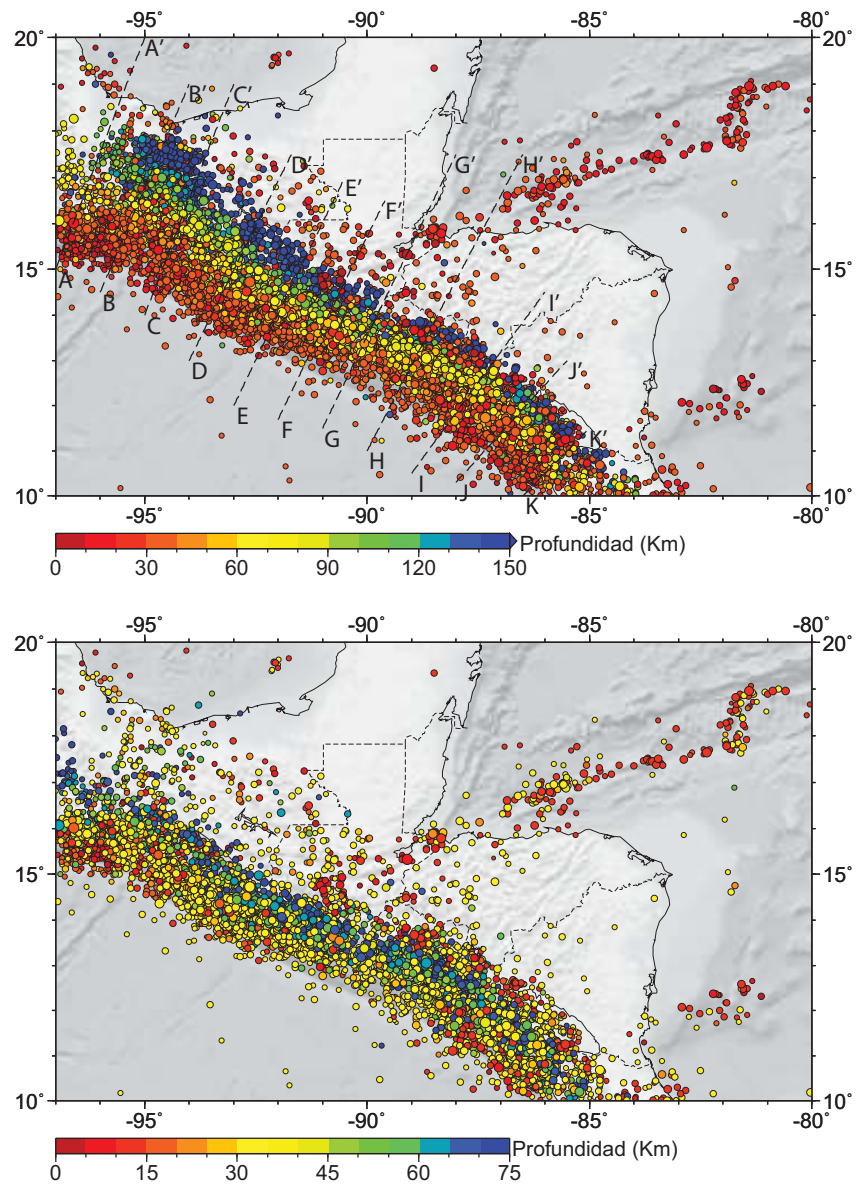


Figura 3.10: Mapa de epicentros del área de estudio del catálogo del *NEIC* [2007]. El color de los círculos es función de la profundidad como se muestra en la escala mientras que el tamaño es función de la magnitud del evento. Arriba: todas las profundidades. Abajo: se muestran los terremotos someros (<75 km). En el mapa superior se muestra la situación de los perfiles utilizados en la confección de la Figura 3.12 y en los cortes de sismicidad de las Figuras 3.13 y 3.14.

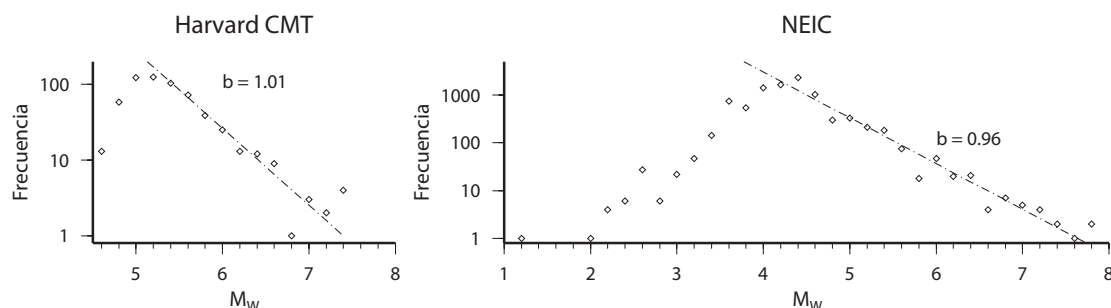


Figura 3.11: Gráficos de frecuencias en función de la magnitud para los catálogos de *Harvard* [2008] y del *NEIC* [2007]. Las líneas discontinuas muestran el ajuste de la ley de Gutenberg-Richter con el valor del parámetro b indicado.

do esta sismicidad más profunda hacia el Noreste (colores azules), marcando la dirección de buzamiento de la placa subducente. Esta franja de sismicidad se ensancha hacia el Noroeste, en la zona de México y parcialmente en Guatemala, quedando truncada en el extremo más occidental del mapa. Hacia el Sureste esta banda de colores azules, correspondiente a los eventos de mayor profundidad de la subducción, está acompañada de una banda de eventos poco profundos (colores rojos) que corresponde a los eventos del Arco Volcánico Centroamericano, mucho menos frecuentes son estos eventos hacia el Noroeste. Junto a estos límites de placa bien definidos podemos observar una serie de agrupaciones de eventos someros más o menos dispersos, que se pueden apreciar mejor en la Figura 3.10 inferior. En este mapa de sismicidad somera (Figura 3.10 inferior) siguen apreciándose claramente las características comentadas con toda la sismicidad, aunque se ponen de manifiesto pequeñas diferencias y nuevos detalles. Los eventos más someros (<15 km) se concentran sobre todo en el límite de placas Norteamérica - Caribe, en el Arco Volcánico Centroamericano y el escarpe de Hess. En menor medida encontramos terremotos muy someros asociados a la subducción, especialmente frente a la costa de Nicaragua y en el golfo de Tehuantepec, así como formando parte de una sismicidad difusa, que alcanza también mayores profundidades, en el extremo occidental del bloque de Chortís y en la zona de Chiapas. La diferencia entre la parte occidental y la oriental de la subducción no es tan marcada, probablemente debido a que la mayor diferencia está en la distribución de los sismos de más profundidad, por debajo de la zona de acoplamiento de la subducción.

3.4. Geometría de la zona de Wadati-Benioff.

Hasta ahora he analizado las variaciones de las características de la sismicidad en función de su distribución espacial en planta. Sin embargo, es importante el papel de la subducción y de la geometría de la zona de Wadati-Benioff en la tectónica del área de estudio. Desde finales de los años 70 es común la descrip-

ción de las características de las zonas de Wadati-Benioff y de las subducciones en todo el mundo, bien sea en estudios de características globales [Uyeda y Kanamori, 1979; Bevis y Isacks, 1984; Jarrard, 1986; Burbach y Frohlich, 1986; Byrne et al., 1988; McCaffrey, 1993; Pacheco et al., 1993; Gudmundsson y Sambridge, 1998; Stern, 2002; Lallemand et al., 2005; Syracuse y Abers, 2006; Schellart et al., 2007, 2008; Lallemand et al., 2008] o en estudios concretos para cada zona. En cualquiera de los casos, la zona de subducción Mesoamericana no ha sido una excepción y encontramos un buen número de trabajos de investigación en el tema, incluidos trabajos locales [Dewey y Algermissen, 1974; Carr, 1976; Dean y Drake, 1978; Burbach et al., 1984; LeFevre y McNally, 1985; Ponce et al., 1992; Kostoglodov y Ponce, 1994; Protti et al., 1995; Guendel y Protti, 1998; Currie et al., 2002; Rogers et al., 2002; DeShon et al., 2003; Bravo et al., 2004; Peacock et al., 2005; Warren et al., 2008], de tal modo que en esta sección me limitaré a describir las características más destacables de la subducción apoyándome en estos trabajos y en los datos de sismicidad que presento en forma de cortes perpendiculares a la subducción y construcciones 3D.

Como se hace evidente al observar los cortes de sismicidad de la zona de Wadati-Benioff, tanto en su disposición 3D como en 2D (Figuras 3.12, 3.13, 3.14 y 3.15), podemos dividirla al menos en dos partes. Por un lado tenemos los cortes A a C, donde la subducción es claramente más tendida que en los cortes de E a K, donde la sismicidad muestra una subducción con mayor ángulo. El corte D es una situación intermedia entre el C y el E, por lo que podríamos pensar en que existe un paso gradual entre las dos partes diferenciadas de la subducción. Este paso gradual entre la subducción asociada a la fosa de subducción Mexicana en la zona de Oaxaca y la subducción en la fosa centroamericana ha sido defendido por otros autores atendiendo a las características especiales de la sismicidad en la subducción en el Golfo de Tehuantepec [Burbach et al., 1984; Ponce et al., 1992; Bravo et al., 2004]. Estas diferencias en la subducción son relacionadas con la cordillera de Tehuantepec, una estructura relevante de la placa del Coco [Manea et al., 2005], que separa zonas con diferentes edades de la corteza oceánica. Esta diferencia de edades es la defendida por Ponce et al. [1992] como responsable de la diferencia de buzamiento de la subducción. Sin embargo, para Burbach et al. [1984] las diferencias en la subducción son debidas a diferencias en el movimiento relativo de las placas suprayacentes, es decir, el movimiento relativo entre las placas de Norteamérica y Caribe, siendo la cordillera submarina de Tehuantepec una transformante abandonada.

El cambio en el buzamiento de la subducción se produce sobre todo a partir de los 50 - 60 km (Figura 3.15), coincidiendo con la base de la zona sismogénica del contacto entre placas. Por encima de esta profundidad la subducción presenta un buzamiento estandar de unos 20 - 30°, mientras que a partir de los 50 km en la subducción mexicana el ángulo máximo alcanza los 35°, llegando a estar subhorizontal la subducción en el corte A-A', y en la subducción centroamericana los 70°. En los cortes C - E se observa la transición gradual entre las dos partes principales de la subducción. Entre los cortes E y K se observan

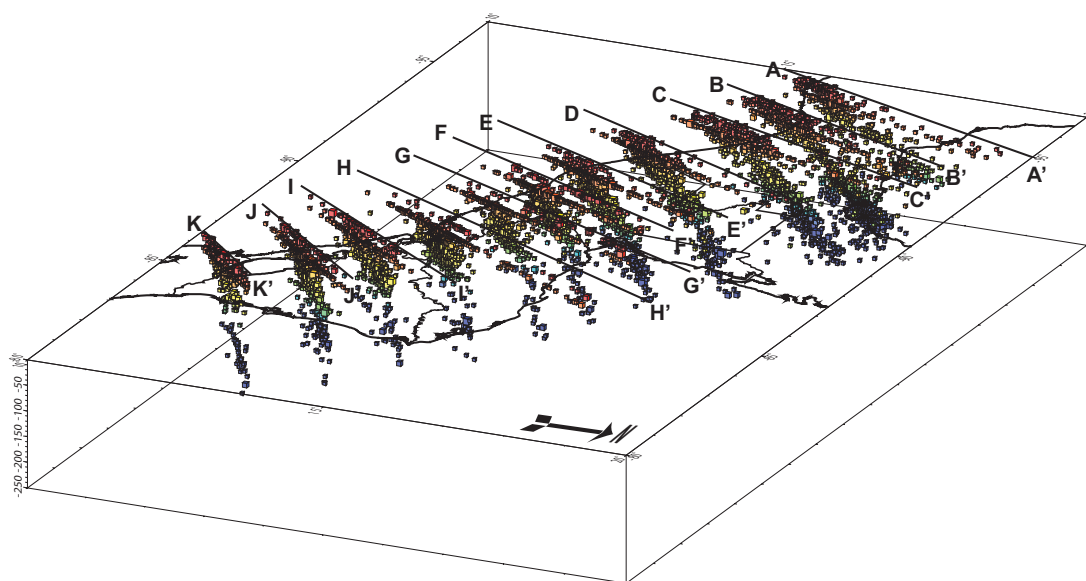


Figura 3.12: Vista 3D de la distribución de la sismicidad en los cortes marcados en la Figura 3.10 y mostrados en las Figuras 3.13 y 3.14. Cada corte representa una franja de entre 50 y 75 km de anchura.

ciertas variaciones en la subducción, probablemente debido a los márgenes de error implícitos en las observaciones más que a variaciones reales de la subducción, sin embargo cabe destacar la gran diferencia entre los cortes E y F a pesar de estar contiguos. Esta diferencia fue utilizada por [Burbach *et al.*, 1984] para proponer un posible cambio de segmento en la subducción, aunque debido a las similitudes entre ambas zonas con la sismicidad de que disponía no terminaba de definirlo. Mis resultados coinciden en general con los de Burbach *et al.* [1984], aunque al disponer de 20 años más de sismicidad me ha permitido trazar con mayor seguridad la geometría de la zona de Wadati-Benioff, esto unido a las observaciones de las secciones siguientes me lleva a sugerir la existencia de esta segmentación, que por otra parte fue también considerada por Stoiber y Carr [1973] y Burbach y Frohlich [1986].

He decidido finalizar el análisis de la zona de subducción hacia la Península de Nicoya, en las cercanías de la subducción de la cordillera submarina del Coco bajo Costa Rica. Este punto marca un cambio radical en el proceso subductivo y ha sido propuesto por varios autores como un límite importante de segmentación de la subducción de la placa del Coco bajo la de Caribe [Burbach *et al.*, 1984; Burbach y Frohlich, 1986; Guendel y Protti, 1998]. Además de este cambio en la placa del Coco existe un cambio radical en la geología de la placa suprayacente, pasando del bloque de Chortís al oeste al bloque de Panamá al este. Dado que el ámbito de este trabajo se reduce al norte de Centroamérica, constituido básicamente por el bloque de Chortís, pienso que este límite, con un cambio muy neto de las características e implicaciones tectónicas, está justificado.

3.4. Geometría de la zona de Wadati-Benioff.

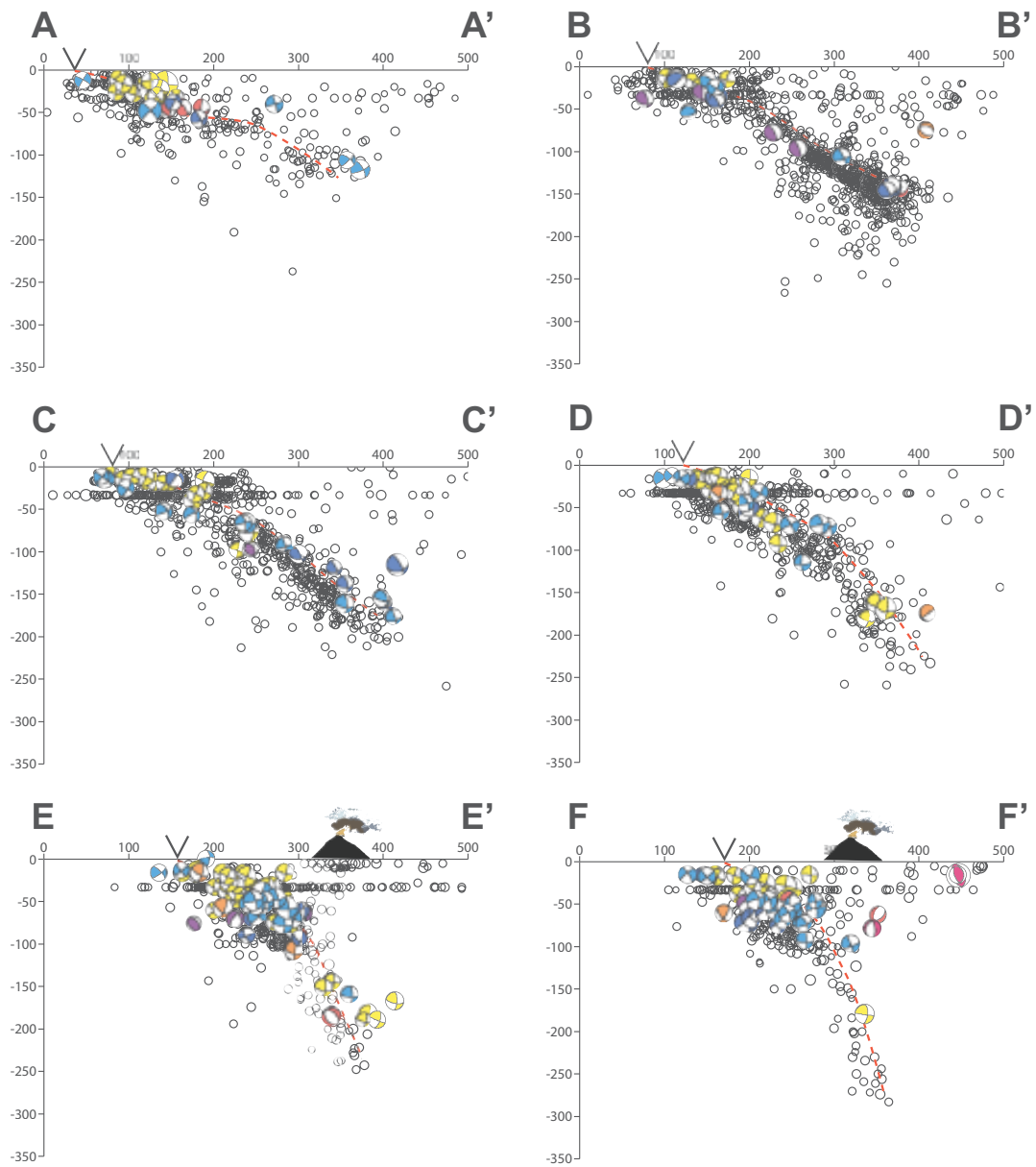


Figura 3.13: Cortes verticales de la distribución de hipocentros del catálogo del *NEIC* [2007] y de mecanismos focales de *Harvard* [2008]. En cada corte se marcan las posiciones de la fosa y del arco volcánico de manera aproximada, así mismo se ha trazado una interpretación cualitativa del límite superior de la placa subducente (línea intermitente).

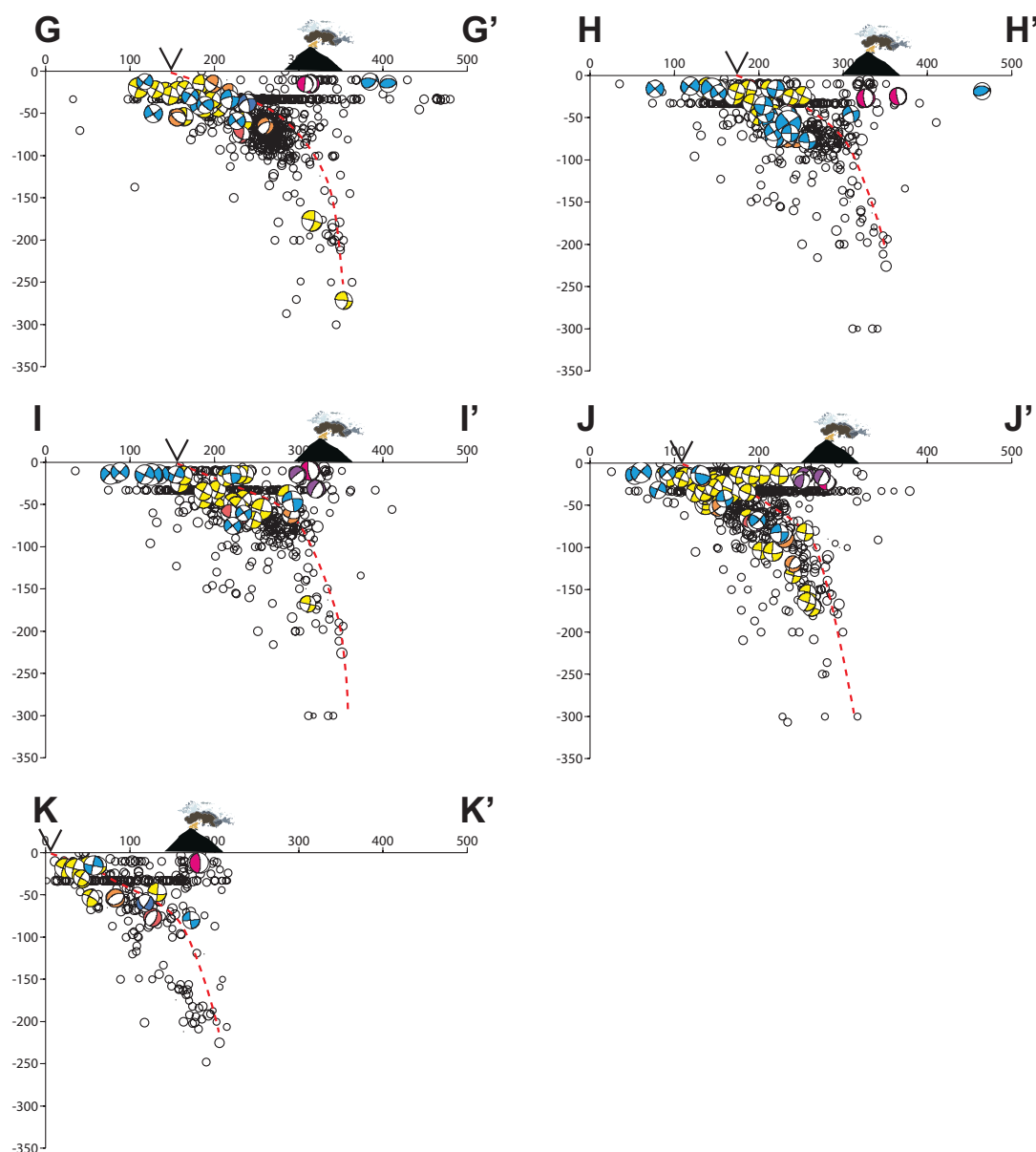


Figura 3.14: Cortes verticales de la distribución de hipocentros del catálogo del NEIC [2007] y de mecanismos focales de *Harvard* [2008]. En cada corte se marcan las posiciones de la fosa y del arco volcánico de manera aproximada, así mismo se ha trazado una interpretación cualitativa del límite superior de la placa subducente (línea intermitente).

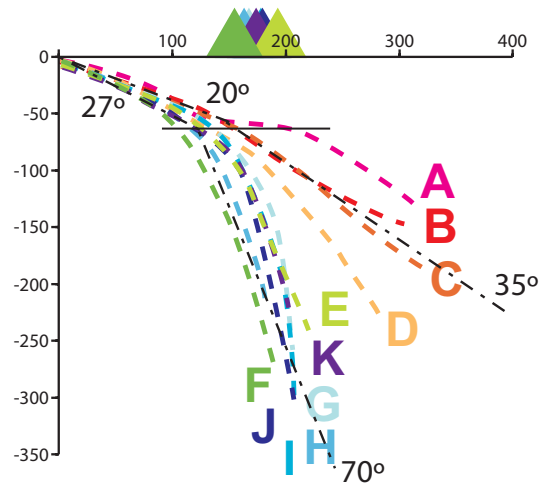


Figura 3.15: Comparación de las trazas de los límites superiores de la sismicidad de la zona de Wadati-Benioff interpretadas a partir de los cortes de sismicidad realizados (Figuras 3.13 y 3.14). La línea horizontal marca la transición entre las zonas somera e intermedia de la subducción. Los triángulos marcan la posición aproximada del arco volcánico en cada perfil respecto a la fosa.

3.5. Mecanismos focales

Todas las observaciones hechas hasta ahora se han basado en la distribución espacial de eventos sísmicos, sin tener en cuenta el tipo de deformación a la que se asocian. Para analizar el papel que ocupan en la sismicidad de la zona los diferentes tipos de deformación hemos utilizado el catálogo de mecanismos focales de *Harvard* [2008] dada su extensión temporal y homogeneidad de sus datos. En la Figura 3.16 se muestra todo el catálogo utilizado. Consta de 604 eventos de magnitudes superiores a 4.5, la distribución de frecuencias por magnitud se muestra en la Figura 3.11. Las características descritas en cuanto a distribución espacial de los hipocentros pueden verse también con este catálogo, con el valor añadido de que disponemos además de la información del tipo de deformación asociada a cada zona anteriormente descrita. Junto a la Figura 3.16, en la que se muestra el catálogo de mecanismos focales representados como «pelotas de playa» con el color de los cuadrantes compresivos en función de la profundidad, presento también la Figura 3.17, en la que estos cuadrantes compresivos han sido coloreados en función del tipo de mecanismo focal tal como ha sido descrito en la sección 3.2, (página 81). Así, se aprecia muy claramente la zona de desgarre que constituye el límite entre las placas norteamericana y de Caribe, con un predominio casi total de los mecanismos focales de carácter desgarre puro. La excepción en esta alineación de eventos son los mecanismos focales de carácter normal asociados a la dorsal de Caimán. La otra zona con componente mayoritario de desgarre se encuentra en el arco volcánico centroamericano, donde los eventos someros (<30 km) son casi exclusivamente desgarres. Entre ambas

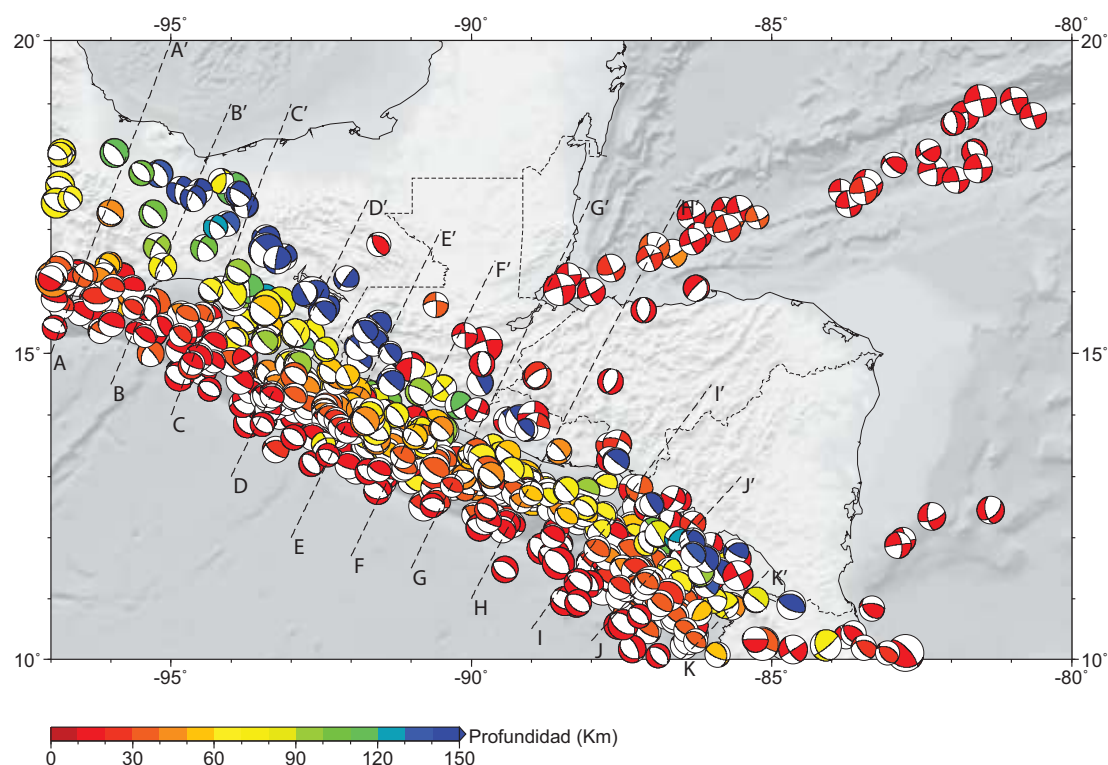


Figura 3.16: Mapa de mecanismos focales del catálogo de *Harvard* [2008]. El color de los cuadrantes de compresión es función de la profundidad como muestra la escala.

zonas de desgarre tenemos un grupo de eventos someros con mecanismo focal de falla normal correspondientes a la zona de grábenes del bloque de Chortís. En cuanto a la zona de subducción, vemos como existe una mezcla de eventos de carácter normal con otros de carácter inverso. Debido a la gran cantidad de eventos de esta zona es difícil discernir en planta los mecanismos generadores de estos terremotos, de manera que en las próximas secciones, en el análisis por profundidades más detallado discutiré estos mecanismos de deformación. Sin embargo, sólo como breve apunte y dado que creo que es algo apreciable en la Figura 3.17, cabe destacar la alineación en bandas de los eventos de carácter normal e inverso. Por un lado tenemos una banda de sismicidad somera, situada hacia el sur de la zona de subducción, con unos mecanismos de deformación de tipo normal. Inmediatamente al norte de esta banda, y mezclándose con ella, tenemos una banda de eventos de carácter inverso también someros, seguida de otra nueva banda, esta vez de sismicidad más profunda, con eventos de carácter normal, visible sobre todo hacia el Noroeste en la zona de subducción, y que se mezcla con eventos de carácter inverso y algunos con componentes de desgarre.

Para facilitar el análisis sismotectónico he procedido a dividir el catálogo en función de las profundidades hipocentrales. He hecho esta selección de profun-

3.5. Mecanismos focales

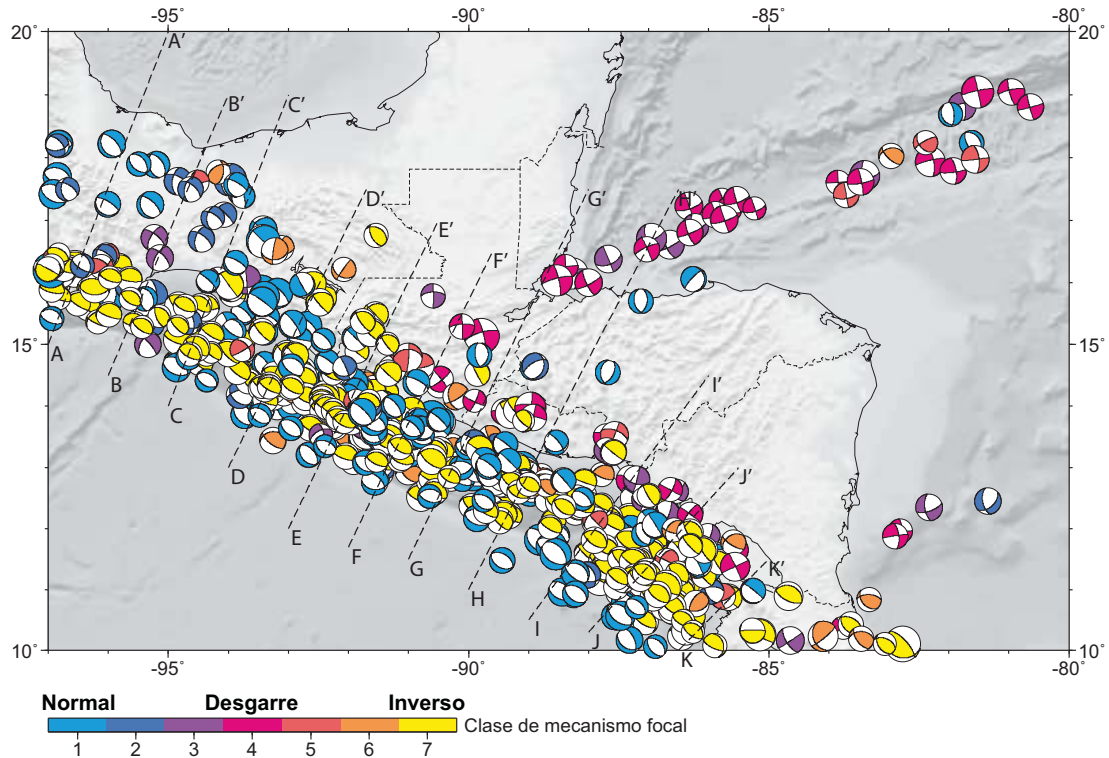


Figura 3.17: Mapa de mecanismos focales del catálogo de *Harvard* [2008]. El color de los cuadrantes de compresión es función del tipo de mecanismo focal, siguiendo la clasificación descrita con anterioridad, como muestra la escala.

didades para diferenciar los eventos superficiales de la zona de subducción (<50 km), relacionados con la interacción de las placas, de los eventos más profundos relacionados con la deformación interna de la placa subducente y controlados por su estado térmico [Stern, 2002]. Ambas familias principales pueden a su vez dividirse en dos subgrupos con características diferenciadas. En la Figura 3.18 presento tres histogramas que son función de la profundidad de los eventos clasificados por clases. Vemos que en los tres histogramas existe un pico de frecuencia muy marcado en los primeros 15 - 20 km. En el caso de los eventos normales e inversos gran parte están asociados a la sismicidad más superficial de la zona de subducción, aunque parte de estos así como la mayoría de los desgarres se asocian a deformación de la corteza continental, sobre todo en los desgarres del límite Norteamérica - Caribe y del arco volcánico centroamericano, como se vió en las Figuras 3.17 y 3.16. Entre los 20 y los 50 km encontramos comportamientos muy diferentes, por un lado, en los mecanismos normales encontramos un mínimo relativo, mientras que en los inversos encontramos un máximo; estos eventos están ya claramente relacionados con la zona de subducción y serán vistos en detalle más adelante. Estas bandas de la zona de subducción visibles en los histogramas son las que han sido descritas de manera cualitativa en la sección anterior. En los desgarres la sismicidad en estas profundidades sigue re-

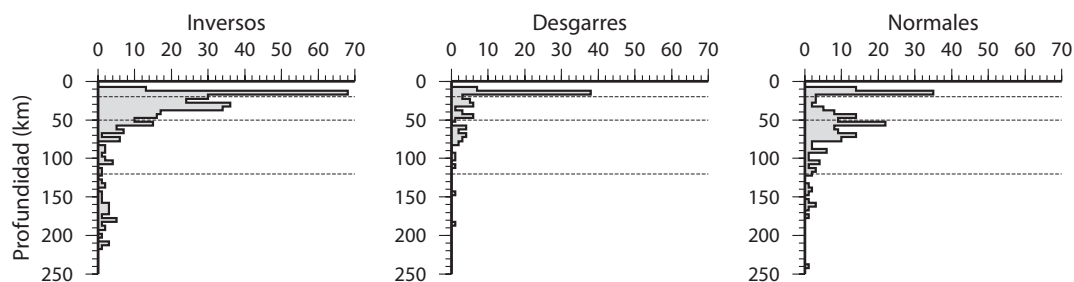


Figura 3.18: Histogramas de frecuencias de ocurrencia de eventos del catálogo de *Harvard* [2008] por profundidades. Los eventos han sido clasificados por clases: Inversos (izquierda), desgarres (centro) y normales (derecha). Las líneas discontinuas marcan las profundidades de 20 km, 50 km y 120 km; elegidas como límites aproximados de intervalos de características diferentes.

lacionándose con las zonas de deformación anteriormente citadas (Figura 3.16). Por debajo de los 50 km y hasta los 120 km encontramos una mayor presencia de eventos de falla normal mientras que los de inversa y desgarre disminuyen. A partir aproximadamente de los 80 km existe una disminución destacada de la sismicidad en general, aunque en las fallas inversas ocurre principalmente entorno a los 60 km, por lo que probablemente el límite inferior de la zona sismogénica del contacto entre placas de esta subducción se encuentre entre los 50 y los 70 km. Los eventos más profundos (>120 km) son mayoritariamente de falla inversa (Figura 3.18 izquierda), desapareciendo casi por completo los desgarres y los normales. En general podemos decir que la sismicidad asociada a la zona de subducción se ajusta a la esperable desde un punto de vista teórico [Byrne *et al.*, 1988; Stern, 2002] aunque aun tendremos que estudiar las características particulares de la distribución espacial de los eventos y las frecuencias de los diferentes mecanismos de deformación.

Mecanismos focales entre 0 y 20 km de profundidad

En este intervalo de profundidades encontramos la sismicidad asociada a la deformación de la corteza continental y los límites de placa transcurrentes, además de a la parte más somera de la zona de subducción. Podemos dividir la sismicidad en la asociada a la zona de subducción y aquella no relacionada directamente con ella, de manera que en la zona de subducción encontramos exclusivamente eventos de mecanismo focal inverso y normal, mientras que en la deformación continental la mayor parte de los eventos son de desgarre. Como se ha descrito anteriormente los mecanismos de desgarre (Figura 3.19, superior derecha) forman dos alineaciones bien diferenciadas, por un lado el límite Norteamérica - Caribe y por otro el arco volcánico centroamericano. La primera de las alineaciones presenta desgarres muy puros, y hacia la dorsal de Caimán algunos eventos con componente vertical tanto normal como inversa, además, asociados a la extensión de la dorsal encontramos dos eventos de tipo

normal con planos de dirección NNO-SSE (Figura 3.19, inferior izquierda); los planos responsables de los desgarres son muy probablemente los de dirección NE - SO, ya que es la orientación de las estructuras más importantes, como la falla de Motagua y las transformantes de la Isla de Swan y de Oriente. Hacia el bloque de proarco, en continuación con esta alineación, existen tres eventos con carácter de desgarre con componente vertical que no pueden relacionarse con estructuras claras, salvo quizás el situado en el arco volcánico de Guatemala, cuyos planos nodales están orientados de manera similar al resto de eventos del arco volcánico y podría relacionarse con estructuras subparalelas a la fosa y no a la falla de Motagua [White y Harlow, 1993]. En el arco volcánico la mayoría de los eventos son de tipo desgarre, que hacia Nicaragua presentan mayor componente vertical normal. Las familias de planos nodales presentes en estos mecanismos focales son descritas en la geología tanto en El Salvador [Bosse *et al.*, 1978; Carr, 1976; Carr y Stoiber, 1977; Weyl, 1980; Fabriol y Beauce, 1997; Martínez-Díaz *et al.*, 2004; Corti *et al.*, 2005; Agostini *et al.*, 2006] como en Nicaragua [Ward *et al.*, 1974; Carr y Stoiber, 1977; Weyl, 1980; Weinberg, 1992; Cowan *et al.*, 2002; La Femina *et al.*, 2002; Ruano *et al.*, 2008], siendo ambos activos sísmicamente en El Salvador, en Nicaragua la familia NNE - SSO parece más activa. Marginalmente existen una serie de eventos de desgarre asociados al escarpe de Hess, cuya dirección NE - SO coincide aproximadamente con los planos nodales ENE - OSO.

En cuanto a la deformación de tipo extensional encontramos en estas profundidades dos agrupaciones principales de eventos (Figura 3.19, inferior izquierda), por un lado una banda de sismicidad asociada a la zona de subducción, y por otro la sismicidad del bloque de Chortís. Además existen un par de eventos de tipo extensional en la dorsal del Caimán, marcando los cuadrantes de tensión la dirección de apertura (NE - SO), y un evento normal - direccional en el escarpe de Hess. La banda de sismicidad de la zona de subducción está situada en la parte externa de la fosa, siendo la dirección de los planos aproximadamente paralela a esta. La generación de estos eventos está asociada a la curvatura de la placa subducente en las cercanías de la fosa y suele nuclearse en estructuras heredadas de la formación de corteza oceánica en la dorsal del Pacífico [Aubouin, 1989; Ranero *et al.*, 2003, 2005]. En esta nube de eventos existen un par de terremotos normales direccionales, con una menor componente de doble par, en la zona del golfo de Tehuantepec.

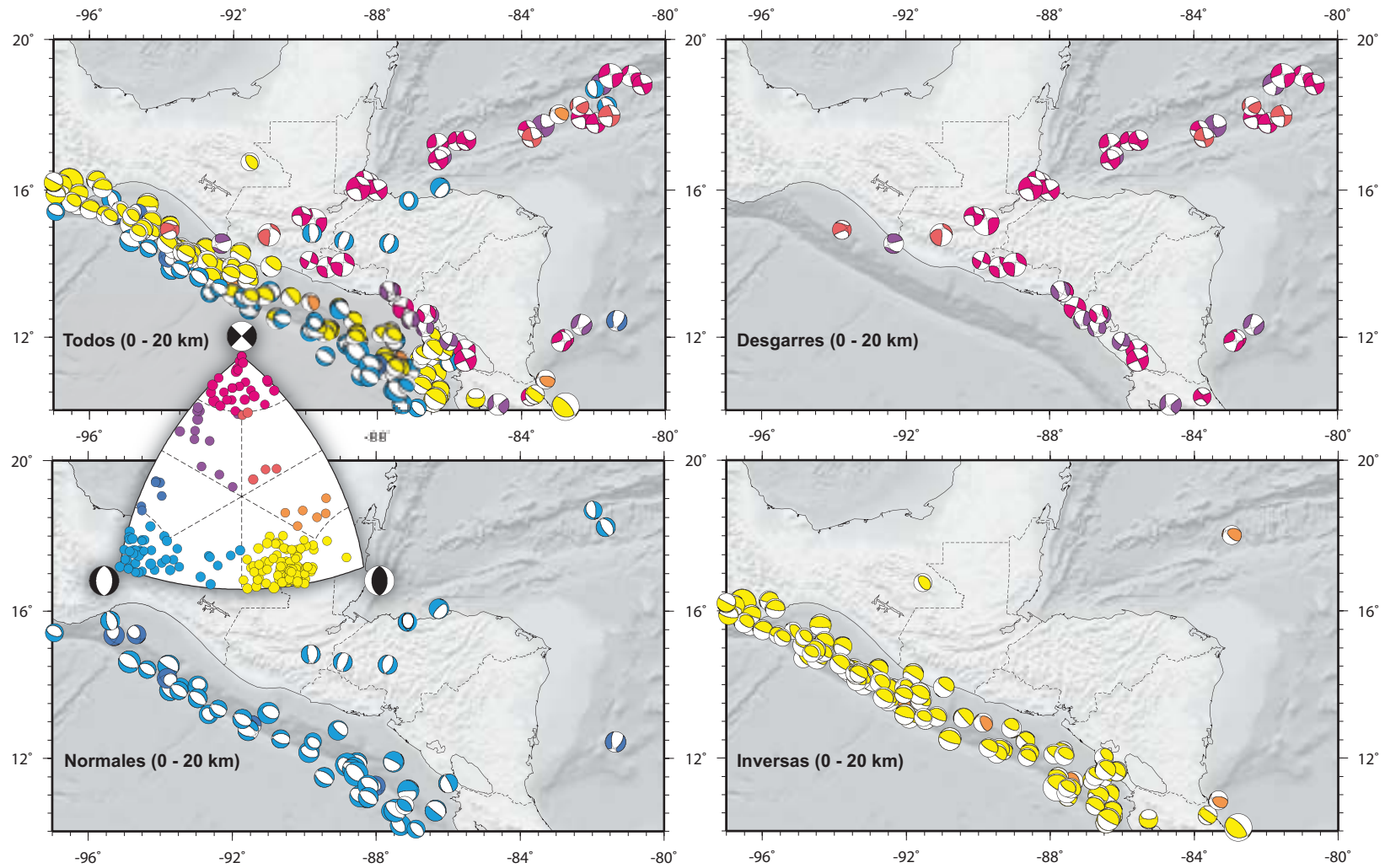


Figura 3.19: Mapas de mecanismos focales [Harvard, 2008] para profundidades entre 0 y 20 km, para eventos de todo tipo (superior izquierda), desgarres (superior derecha), normales (inferior izquierda) e inversos (inferior derecha). El color de los cuadrantes de compresión es función del tipo de mecanismo focal.

En el bloque de Chortís los planos nodales tienen direcciones aproximadas N - S, marcando una dirección de extensión entre E - O y ESE - ONO. Esta deformación es la generadora del relieve de Horst y Grabens característico de la parte occidental del bloque de Chortís, cuyas direcciones principales están entre NNE - SSO y NNO - SSE (ver Capítulo 2). En este grupo de eventos, el situado más al norte presenta unos planos nodales de dirección NE - SO, que coincide aproximadamente con las direcciones de las estructuras generadas por la transtensión en el límite de placas Norteamérica - Caribe en el límite norte del bloque de Chortís [Manton, 1987; Rogers y Mann, 2007].

Finalmente, los mecanismos de falla inversa están casi exclusivamente concentrados en la zona de subducción, formando una banda hacia la zona interior de la fosa (Figura 3.19, inferior derecha). Las direcciones de los planos, como cabe esperar, son paralelas a la fosa, y presentan buzamientos subverticales o subhorizontales. Estos eventos están asociados a la deformación interplaca del contacto en la parte más somera de la subducción de las placas del Coco y de Caribe. En el extremo oriental de esta banda, en Costa Rica, encontramos una agrupación de eventos separados de la zona de subducción hacia el Caribe. Estos eventos están relacionados con la deformación compresiva del cinturón de deformación de la Cordillera de Talamanca [Protti y Schwartz, 1994; Suárez *et al.*, 1995]. Además de estos eventos, encontramos uno desligado de la subducción, situado en la zona de pliegues y cabalgamientos de Chiapas [Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000]. Esta deformación compresiva ha sido asociada a la existencia de un punto triple de deformación difusa en este área que en esta zona generaría un sistema de fallas en relevo transpresivo [Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000].

En el diagrama de clasificación de la Figura 3.19 encontramos tres agrupaciones de eventos muy claras, en el campo 1, de fallas normales, el 4 de desgarres y el 7 de inversos. En el caso de los desgarres la nube de eventos se distribuye de manera más o menos homogénea, mientras que en los normales e inversos se agrupan hacia el extremo y hacia el centro del diagrama respectivamente. Esto indica que el eje P en los eventos normales es subvertical mayoritariamente, mientras que en las fallas inversas el eje T tiende a formar un ángulo de entre 30° y 45° con la vertical, por lo que los planos de deslizamiento en el caso de las fallas inversas tendrán un buzamiento de subhorizontal a unos 15°.

Mecanismos focales entre 20 y 50 km de profundidad

Este intervalo de profundidades nos permite observar la deformación de la zona inferior de la zona sismogénica interplaca de la subducción. A partir de los 50 km de profundidad comienza la zona de transición, y la mayor parte de la sismicidad pasa a asociarse con la deformación intralámina de la placa subducente. Como se puede ver en la Figura 3.20 (superior izquierda), en este intervalo de profundidades aun existe sismicidad relacionada con las zonas de desgarre de deformación somera, aunque en menor cantidad sobre todo en

el arco volcánico. En la transformante de la Isla de Swan si existe una acumulación de eventos de desgarre más importante, varios con componente normal, de manera similar al arco en Nicaragua. También se observa la mezcla de eventos normales e inversos en la zona de subducción, pero en este intervalo de profundidades también acompañados por eventos de desgarre con componentes verticales.

Los desgarres asociados al arco volcánico y al límite de placas Norteamérica - Caribe (Figura 3.20, superior derecha) presentan características similares a las del intervalo de profundidades 0 - 20 km, con desgarres siniestros en planos NE - SO en la transformante de la Isla de Swan, y desgarres diestros en planos ONO - ESE y siniestros en NNE - SSO, en el arco volcánico. En la subducción es interesante la presencia de estos eventos de desgarre, ya que en principio no parecen estar asociados a la deformación típica de la zona de subducción. Estos eventos tienen componente vertical, aunque no predominan los de ningún tipo en especial, siendo más abundantes hacia el Golfo de Tehuantepec. Presentan planos nodales orientados subparalelos a la fosa, con componente diestra, o perpendiculares a la fosa con componente siniestra. En función del plano elegido la interpretación varía. Si pensamos en los planos ONO - ESE diestros como generadores de los eventos, entonces podríamos estar ante la presencia de fallas asociadas a una deformación de cizalla similar a la del bloque de proarco por el desplazamiento de éste con respecto al bloque continental, pero teniendo lugar en la placa subducente. Es decir, sería una deformación provocada por el movimiento relativo de la placa del Coco con respecto al bloque de proarco. La otra interpretación, con los planos NNE - SSO como generadores, implicaría una deformación de tipo desgarre en «tear faults», o fallas de rasgado, en la placa subducente, como la propuesta por *Stoiber y Carr [1973]* para esta zona y descrita en otras partes del mundo [*Gutscher et al., 1999; Davaille y Lees, 2004; Lin et al., 2004; Miyoshi y Ishibashi, 2005; Miller et al., 2006; Rosenbaum et al., 2008*]. Otra explicación podría ser la existencia de esfuerzos de flexura en la placa subducente asociados a la deformación por el ligero plegamiento de ésta. La acumulación de estos eventos en la zona del Golfo de Tehuantepec, precisamente el área donde parece existir un plegamiento mayor [*Ponce et al., 1992; Bravo et al., 2004*], podrían apoyar esta explicación, aunque también la existencia de deformación a través de fallas de rasgado distribuida a lo largo del plegamiento.

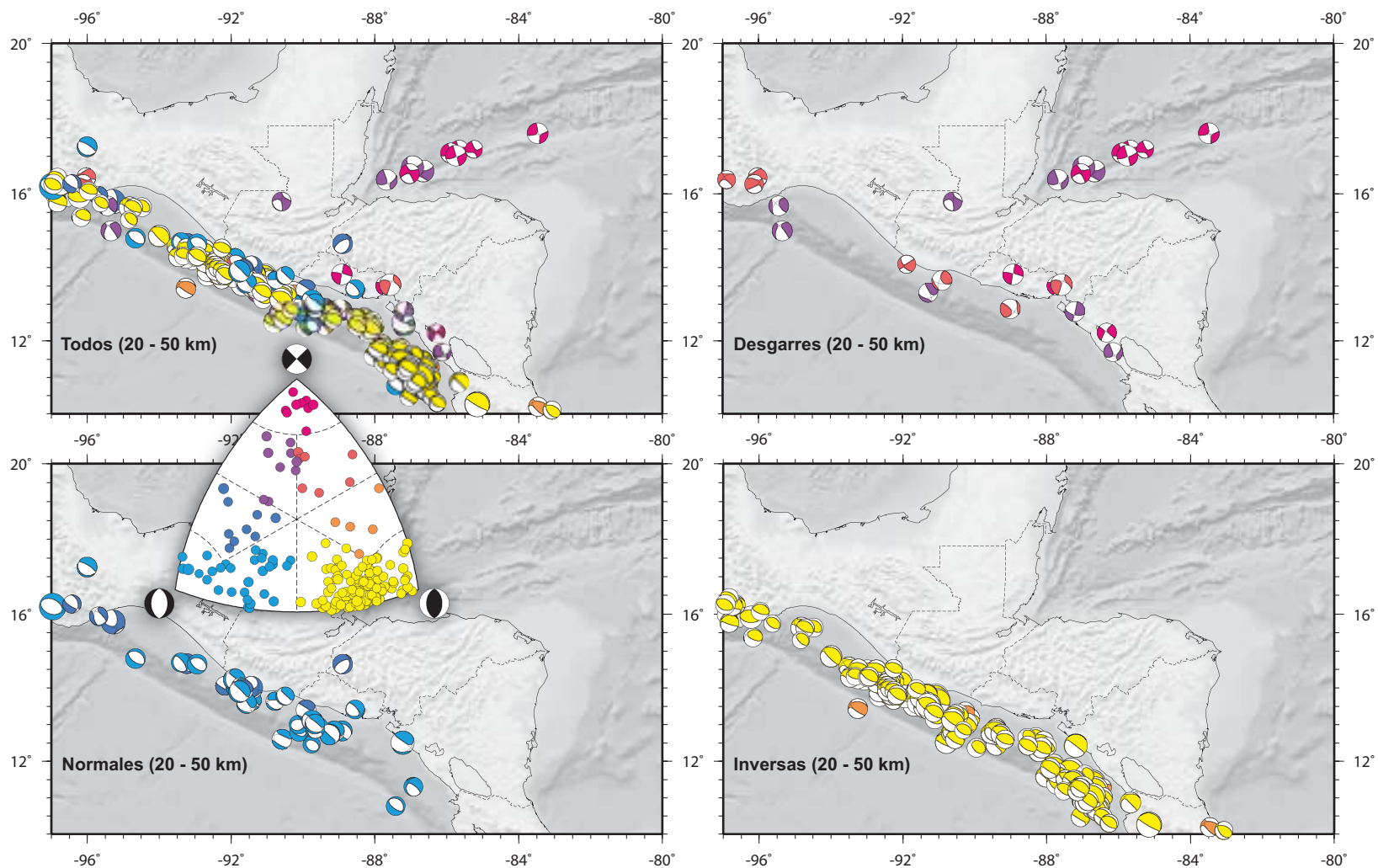


Figura 3.20: Mapas de mecanismos focales [Harvard, 2008] para profundidades entre 20 y 50 km, para eventos de todo tipo (superior izquierda), desgarres (superior derecha), normales (inferior izquierda) e inversos (inferior derecha). El color de los cuadrantes de compresión es función del tipo de mecanismo focal.

En este intervalo de profundidades la mayor parte de la deformación por fallas normales se asocia a la zona de subducción (Figura 3.20, inferior izquierda), tan sólo un evento está fuera de esta y se asocia a la deformación de tipo extensional E - O del bloque de Chortís descrita en el intervalo de profundidades más somero. Esta banda de sismicidad se encuentra situada aproximadamente equidistante entre la fosa y el arco volcánico, y está compartimentada en tres núcleos principales: extremo occidental del Golfo de Tehuantepec, fosa en Guatemala y fosa en El Salvador. Algunos de los eventos presentan caracter direccional y la dispersión de la inmersión del eje P entorno a la vertical es grande, como puede apreciarse en el diagrama de clasificación. Los eventos con componente direccional parecen más abundantes hacia el golfo de Tehuantepec. Estos eventos de falla normal están asociados a la flexura de la placa subducente y a la tracción de la parte inferior de esta.

La deformación de tipo inverso en estas profundidades se limita casi exclusivamente a la zona de subducción (Figura 3.20, inferior derecha), aunque existen un par de eventos asociados al cinturón de deformación de Costa Rica de manera análoga al intervalo de profundidades más somero. La sismicidad asociada a este tipo de deformación es mayor que la asociada a eventos de tipo normal, aunque también pueden apreciarse tres núcleos principales de acumulación de eventos: la parte occidental del Golfo de Tehuantepec, la fosa en Guatemala - Chiapas y la fosa en Nicaragua. Se encuentran en general más próximos a la fosa que los de falla normal y se generan por la deformación interplaca de la subducción. Puede apreciarse como en este intervalo de profundidades existen dos zonas de menor sismicidad, no sólo en eventos de falla inversa, si no también en normales. Estas zonas son la parte central del Golfo de Tehuantepec y la fosa en en área de El Salvador - Golfo de Fonseca.

Si comparamos el diagrama de clasificación de este intervalo de profundidades (Figura 3.20) con el anterior (Figura 3.19) , vemos como el grado de dispersión de los eventos es mayor, y por tanto la dispersión de las orientaciones de los ejes principales del TMS. Existe un pequeño núcleo de eventos de desgarre muy localizados, relacionados con las zonas de desgarre de límite de bloques (arco volcánico y zona de falla de Motagua - Polochic - transformante de la Isla de Swan). El resto de eventos de desgarre se encuentran muy dispersos entre los campos del diagrama 3 y 5. De manera similar, los eventos de falla normal y normal direccional, se encuentran también muy dispersos, sin llegar a formar grupos bien definidos, aunque en general alejados del extremo, de manera que la inmersión del eje P deja de ser vertical y tiende a inmersiones de entre 70° y 50° . Sin embargo, los eventos de falla inversa si tienden a agruparse hacia el extremo, aunque sin llegar a este mayoritariamente, tomando el eje T una inmersión de entre 60° y 80° , lo que nos da planos de deslizamiento de entre 15° y 35° .

Mecanismos focales entre 50 y 120 km de profundidad

Este intervalo de profundidades se caracteriza por presentar una disminución importante de la sismicidad interplaca, es decir de los eventos de falla inversa característicos de las zonas de subducción (Figura 3.18). Junto a esta disminución importante de los eventos inversos encontramos un aumento de los normales como se aprecia en la Figura 3.21. En estas profundidades la sismicidad asociada a la corteza continental, las zonas de desgarre de los límites de bloques someros, ha desaparecido y únicamente encontramos sismicidad asociada a la zona de subducción, sobre todo a sismicidad intralámina. Esta banda de sismicidad de la subducción puede ser dividida en tres partes: la más occidental se corresponde a la subducción en el área de Oaxaca, al noroeste de la cordillera submarina de Tehuantepec; una central, que comprende la subducción en el área de Chiapas y Guatemala, y otra oriental comprendiendo la subducción en El Salvador y Nicaragua. El sector de Oaxaca presenta una banda de sismicidad más ancha en esta proyección (Figura 3.21, superior izquierda), constituida básicamente por eventos de tipo normal. La transición de este sector al de Chiapas - Guatemala parece tener lugar a través de una ondulación o plegamiento suave en la litosfera de la placa del Coco [Ponce *et al.*, 1992; Bravo *et al.*, 2004]. En el sector Chiapas - Guatemala aparece sismicidad de falla inversa y presenta más anchura que el sector El Salvador - Nicaragua. El paso entre estos últimos sectores parece ser neto, se da aproximadamente en la longitud -90.5° , coincidiendo con el límite entre las zonas de Guatemala y El Salvador del arco volcánico definidas en el capítulo de morfotectónica (Capítulo 2, página 33), y con el límite sur de la cuenca de Guatemala, en una zona de fractura oceánica, posible extensión de la de Siqueiros hacia la fosa Mesoamericana [Manea *et al.*, 2005]. Como se aprecia en el diagrama de clasificación la dispersión de los eventos es grande en todos los tipos, pero como veremos a continuación, espacialmente existe cierta ordenación.

Los desgarres puros apenas tienen presencia en estas profundidades, tan sólo un evento (Figura 3.21, superior derecha) situado hacia el centro de la banda de sismicidad, en el paso entre los sectores de Chiapas - Guatemala y El Salvador - Nicaragua. Estos sectores presentan diferencias en los eventos de desgarre. En la parte occidental de la subducción existe una mayor presencia de eventos de desgarre con componente normal, hacia el Golfo de Tehuantepec; mientras que en la parte oriental la presencia de eventos de desgarre con componente inversa es mucho mayor. En el sector El Salvador - Nicaragua los eventos no se agrupan en ningún punto determinado, distribuyéndose a lo largo de la zona de subducción. En el paso entre los sectores de Guatemala y El Salvador existe una alineación de eventos con dirección NE - SO, en la que se sitúa el desgarre de carácter más puro. Las direcciones de los planos son similares a los de las profundidades anteriores: Desgarres de carácter diestro en planos NO - SE y de carácter siniestro en los NE - SO, salvo en los eventos más septentrionales de la alineación de transición entre sectores, en los que los planos presentan sentidos de movimiento opuestos, siniestros en los NO - SE y diestros en los NE - SO.

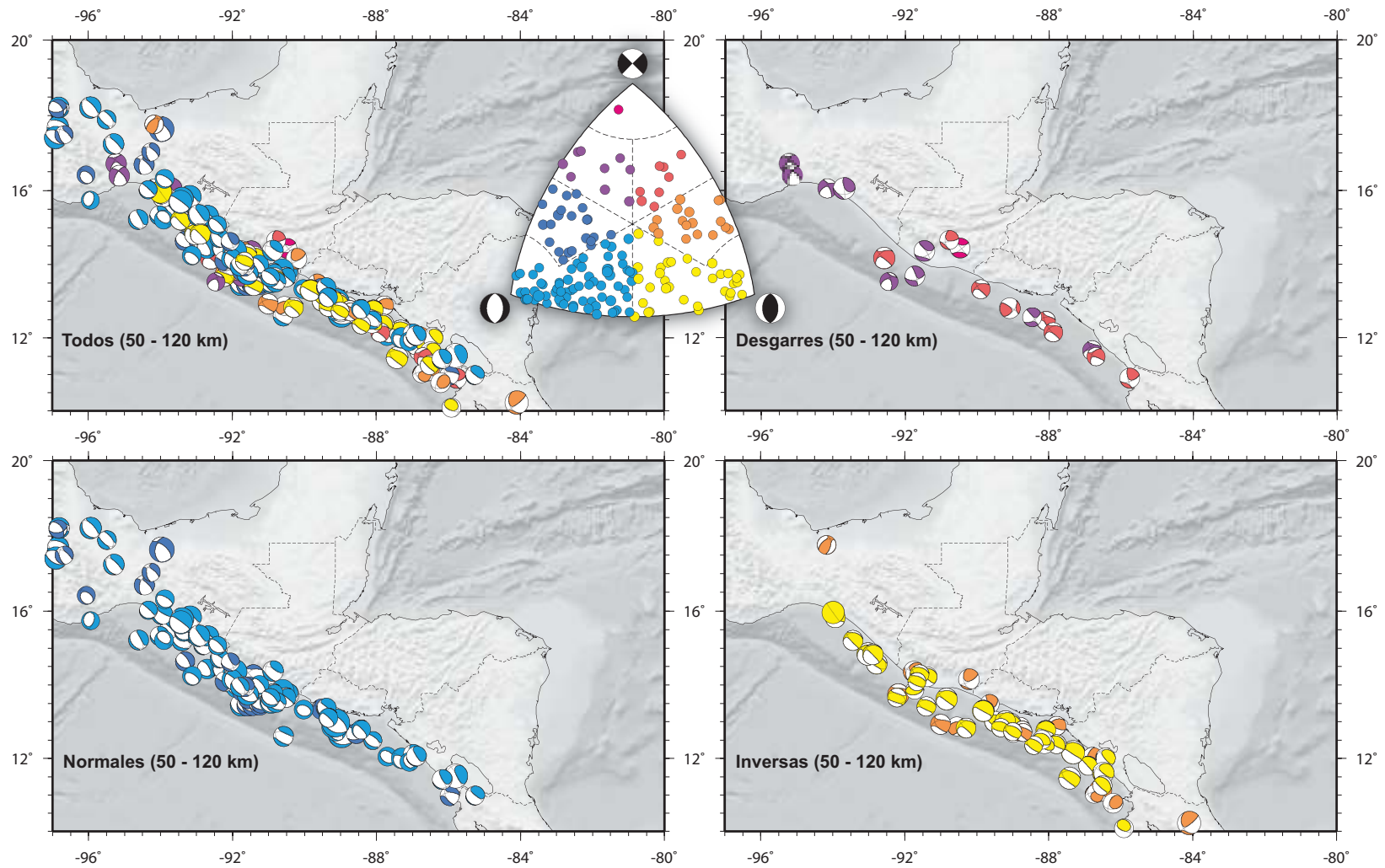


Figura 3.21: Mapas de mecanismos focales [Harvard, 2008] para profundidades entre 50 y 120 km, para eventos de todo tipo (superior izquierda), desgarres (superior derecha), normales (inferior izquierda) e inversos (inferior derecha). El color de los cuadrantes de compresión es función del tipo de mecanismo focal.

La diferencia entre los tres sectores de la subducción en los eventos normales es muy marcada (Figura 3.21, inferior izquierda). El sector de Oaxaca presenta una gran dispersión de los eventos, con presencia significativa de eventos con componente direccional, formando una banda de sismicidad de gran anchura; esto se debe a la poca inclinación de la placa del Coco al subducir [Manea *et al.*, 2006]. El sector de Chiapas - Guatemala presenta bastante más anchura y número de eventos de tipo normal que el sector de El Salvador - Nicaragua. Hacia la zona de transición entre ambos sectores aparecen una serie de eventos normales con algo de componente direccional y la anchura de la banda presenta una disminución drástica. Todos los eventos de carácter normal puro presentan direcciones de planos subparalelos a la dirección de la fosa.

Al igual que en el caso de los eventos normales, en los eventos de tipo inverso también están muy marcadas las diferencias entre los sectores de la subducción (Figura 3.21, inferior derecha). En el sector de Oaxaca los eventos inversos puros son inexistentes, tan sólo un evento con componente direccional aparece en la hipotética extensión hacia el Golfo de México de la cordillera submarina de Tehuantepec. El número de eventos de carácter inverso en el sector de Chiapas - Guatemala es muy pequeño al compararlo con los eventos del sector El Salvador - Nicaragua, sector en el que además son frecuentes los eventos con componente direccional de tipo diestro para planos de dirección NO - SE. Del mismo modo que en los eventos de tipo normal (Figura 3.21, inferior izquierda), en estos eventos se aprecia un desplazamiento normal a la fosa de tipo siniestro en la banda de sismicidad, de manera que los eventos del sector El Salvador - Nicaragua están desplazados sensiblemente hacia el NE en comparación con los del sector Chiapas - Guatemala. Coincidiendo con la zona de transición entre ambos sectores aparecen un par de eventos con componente direccional de sentido opuesto a los anteriores, es decir, diestros en los planos NE - SO y siniestros en los NO - SE.

Mecanismos focales por debajo de los 120 km de profundidad

Los eventos generados a más de 120 km se presentan en una estrecha banda que varía sus características y posición desde su extremo noroeste al sureste (Figura 3.22, superior izquierda). El número de eventos varía, siendo más frecuentes en el sector Chiapas - Guatemala y bastante escasos en el área de El Salvador. De todos los eventos sólo dos presentan cierto carácter de desgarre, aunque como se puede ver en el diagrama de clasificación están bastante cerca del campo 6, de fallas inversas con componente direccional. Ambos eventos se sitúan en las inmediaciones de las zonas de transición entre sectores, uno de ellos en la de la cordillera de Tehuantepec y el otro en la separación de los sectores de Guatemala y El Salvador (Figura 3.22, superior derecha), sus planos nodales marcan movimientos diestros en los NE - SO y siniestros en los NO - SE. Apenas parece haber desplazamiento en la banda de sismicidad entre los sectores de Oaxaca y Chiapas en los eventos normales, sin embargo en el sector de Oaxaca la mayoría

de eventos tienen componente direccional mientras que en el sector de Chiapas - Guatemala son normales puros y disminuyen su presencia hacia el sureste. Es destacable el que en el sector de El Salvador - Nicaragua no aparecen eventos de tipo normal (Figura 3.22, inferior izquierda). En los eventos de tipo inverso (Figura 3.22, inferior derecha) vemos tres agrupaciones principales de eventos, correspondientes al sector de Chiapas - Nicaragua, a la zona de El Salvador y al extremo sureste de Nicaragua. La zona de El Salvador apenas exhibe sismicidad y esta se concentra hacia los extremos de la banda, que presentan además mayor número de eventos con componente direccional. Las direcciones de los planos son aproximadamente NO - SE, formando un ángulo de unos 10° con la dirección media de la fosa entre Chiapas y El Salvador, paralelos aproximadamente a la dirección de la fosa en el sur de Nicaragua.

En el diagrama de clasificación podemos ver cómo aunque los eventos estén clasificados en normales e inversos, en realidad forman una banda desde el campo 2 al 7 pasando por el extremo central del 1, de manera que aunque estemos viendo diferencias de carácter, en realidad son variaciones principalmente en la inmersión del eje T, que pasa de ser aproximadamente 0° en los mecanismos normal direccionales del campo 2, a 60° en los inversos del campo 7; mientras que el eje P varía levemente de una inmersión de 40° a 60° y el B se mantiene por debajo de los 40° en todo momento. Dado que estos eventos son de carácter intralámينا, y la principal fuerza en estas profundidades es el tirón de la placa subducente, estos cambios en la inmersión de los ejes pueden deberse principalmente a cambios en la inclinación de la placa subducente.

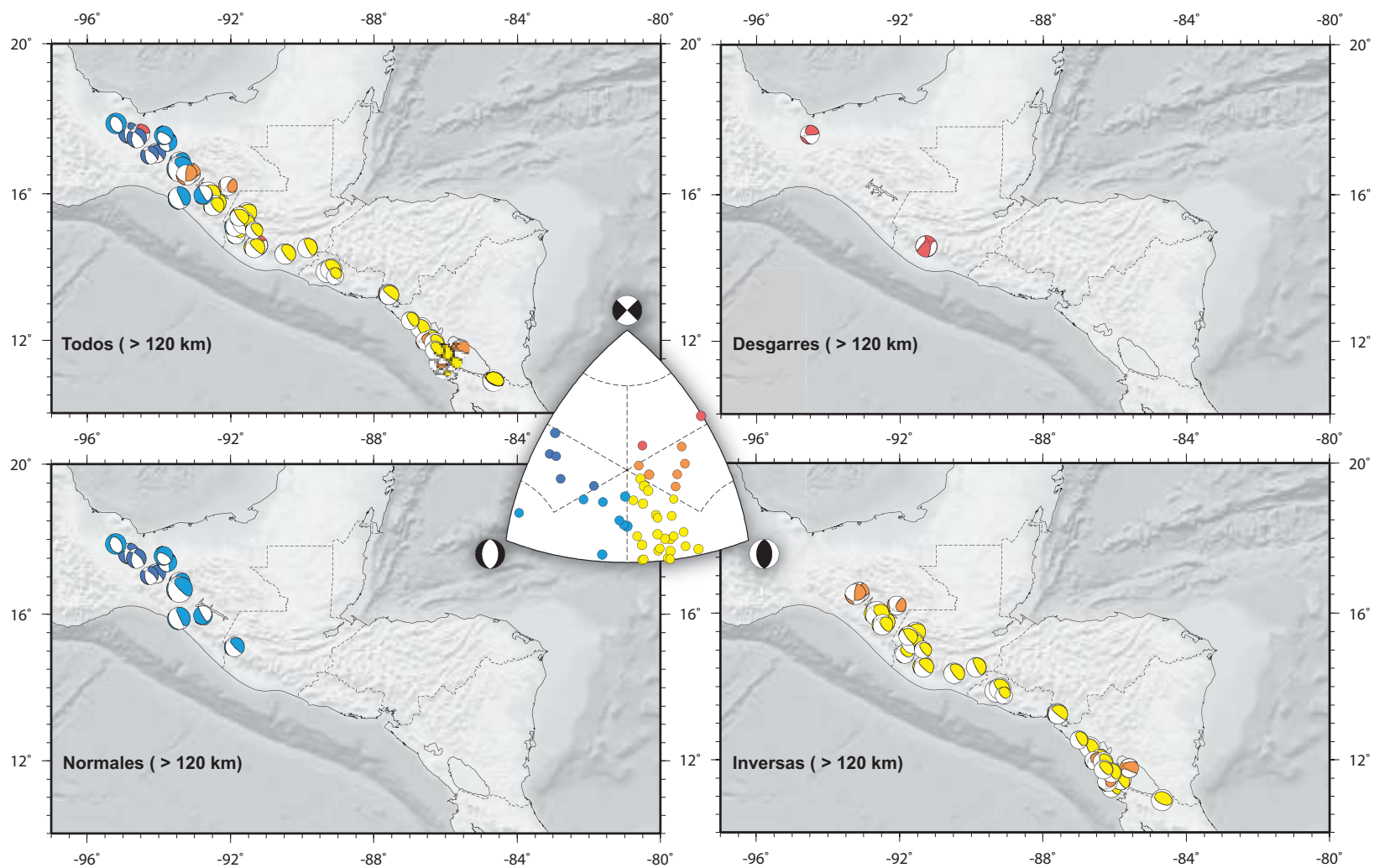


Figura 3.22: Mapas de mecanismos focales [Harvard, 2008] para profundidades superiores a 120 km, para eventos de todo tipo (superior izquierda), desgarres (superior derecha), normales (inferior izquierda) e inversos (inferior derecha). El color de los cuadrantes de compresión es función del tipo de mecanismo focal.

3.6. Liberación de momento sísmico

Junto a este análisis cualitativo, es necesario cuantificar de algún modo cual es la proporción de las deformaciones descritas hasta ahora. Al ser la magnitud de los terremotos proporcional al logaritmo decimal del momento sísmico liberado, y al haber sido representados los eventos en las figuras anteriores con tamaño proporcional a la magnitud, es difícil hacerse una idea de la cantidad de energía liberada en cada zona y por cada tipo de deformación. Como primer paso presento a continuación una serie de mapas de liberación de momento sísmico, por profundidades y como función del tipo de mecanismo. Los intervalos de profundidad seleccionados, como se ha descrito con anterioridad, son: 0 - 20 km, 20 - 50 km, 50 - 120 km y mayores de 120 km. Para realizar estos mapas he sumado los logaritmos decimales de los momentos liberados por los terremotos comprendidos en una área determinada [Selvaggi *et al.*, 1997] en función del tipo de mecanismo y la profundidad. El tamaño de celda elegido ha sido de 0.25° (Figura 3.24). Para realizar esta selección he realizado mapas a diferentes tamaños de celda entre 0.1° y 1° (Figuras 3.23, 3.24, 3.25). El tamaño de celda elegido es probablemente el que mejor información aporta acerca de la distribución espacial de la liberación de energía pero sin llegar a la dispersión característica de las distribuciones epicentrales (por ejemplo mapa de 0.1° , Figura 3.23) ni a la pérdida de información debida a un exceso de suavizado o promediado (por ejemplo mapa de 1° , Figura 3.25).

Para facilitar la comparación de un modo cuantitativo de la liberación de energía de los diferentes procesos a distintas profundidades, he realizado una serie de perfiles a lo largo de los cuales he proyectado el momento sísmico liberado. Estos perfiles han sido situados a lo largo de las bandas de sismicidad relacionadas con diferentes procesos tectónicos que hemos visto en las secciones anteriores. He realizado perfiles a lo largo del arco volcánico y el límite de desgarre Norteamérica - Caribe para sismos someros (<50 km), y a lo largo de las bandas de sismicidad de la subducción en las diferentes profundidades (Figura 3.26). Presento perfiles de momento liberado en intervalos de 50 km en función del tipo de mecanismo a las diferentes profundidades y gráficos de barras con su distribución espacial (Figuras 3.28, 3.30, 3.32 y 3.33).

3.6. Liberación de momento sísmico

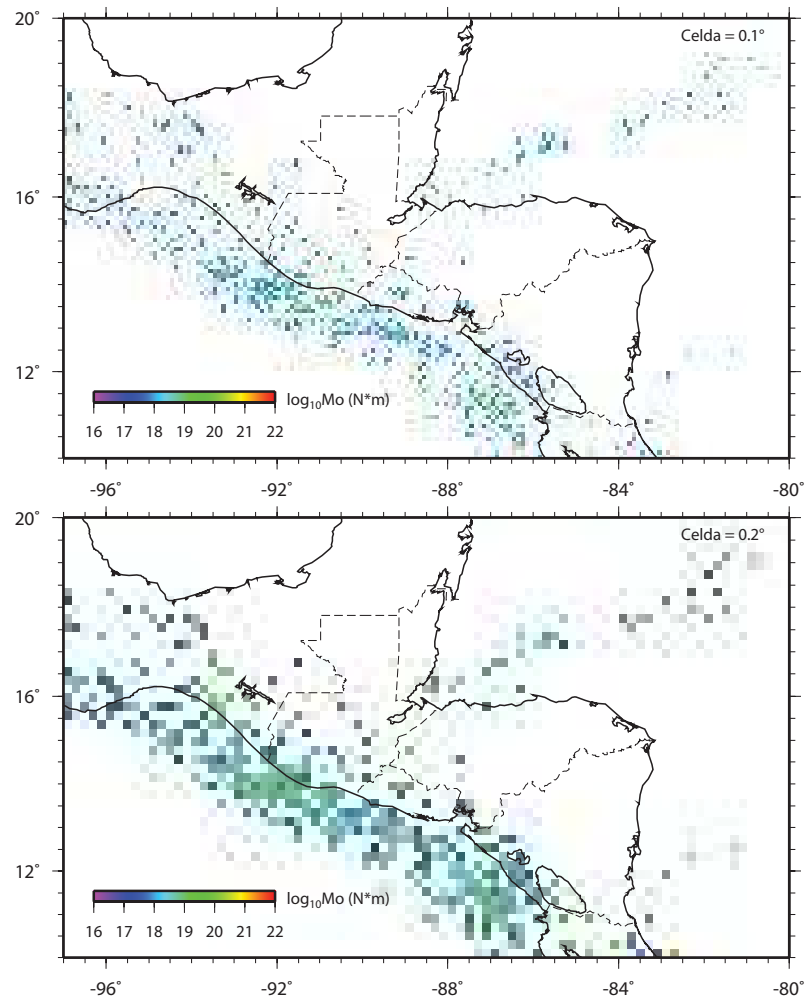


Figura 3.23: Mapas de liberación de momento sísmico para eventos de todos los tipos con tamaños de celda de 0.1° y 0.2°.

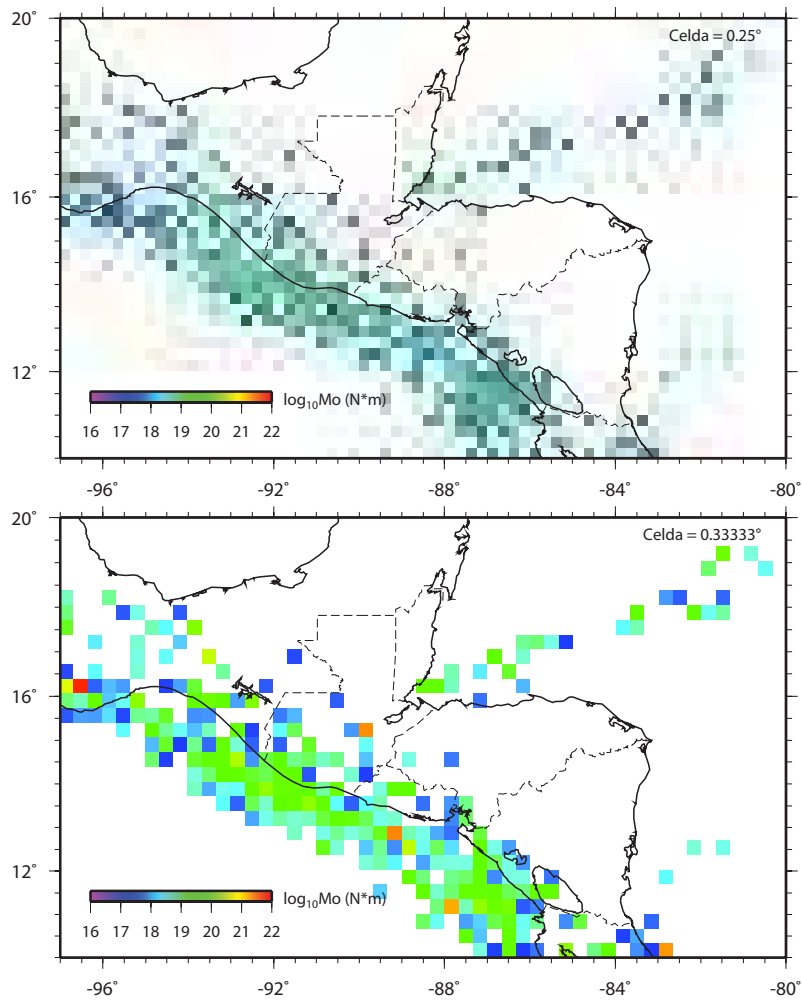


Figura 3.24: Mapas de liberación de momento sísmico para eventos de todos los tipos con tamaños de celda de 0.25° y 0.33333° .

3.6. Liberación de momento sísmico

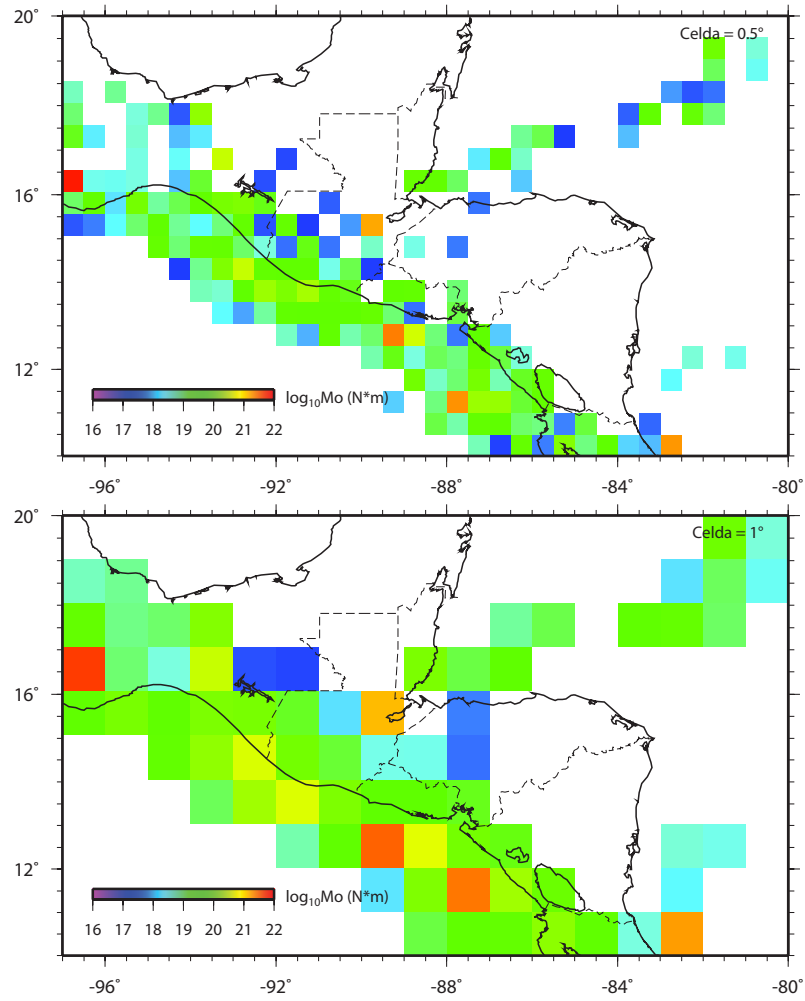


Figura 3.25: Mapas de liberación de momento sísmico para eventos de todos los tipos con tamaños de celda de 0.5° y 1°.

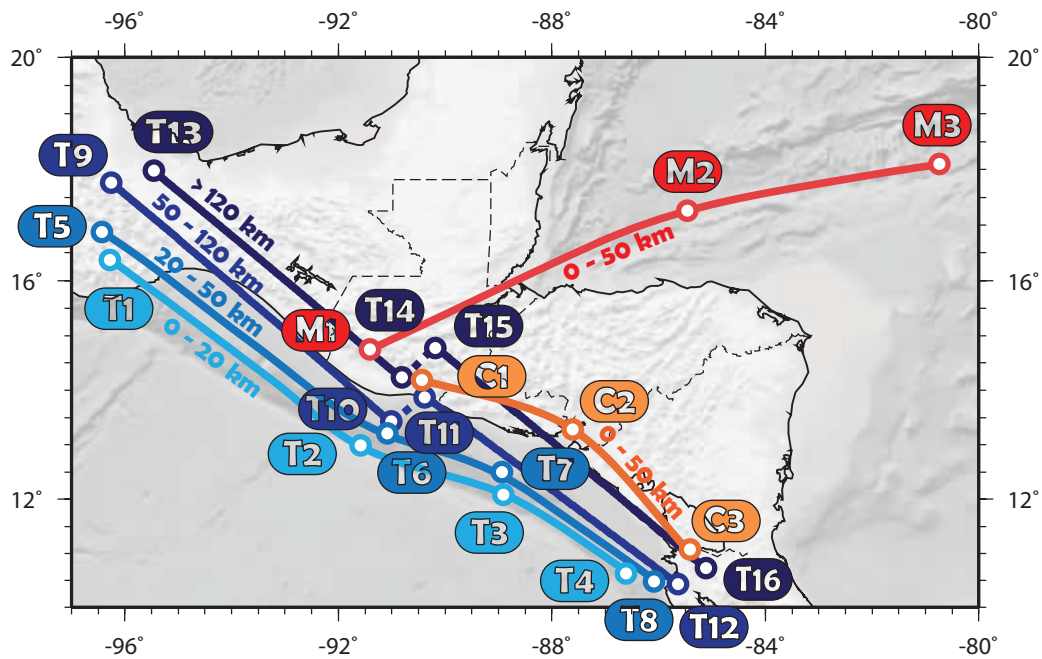


Figura 3.26: Situación de los perfiles de momento realizados. Se indican por colores las etiquetas correspondientes a los puntos de los perfiles de igual color. Nótese que la profundidad de los eventos considerados en cada perfil difiere.

Liberación de momento sísmico entre 0 y 20 km de profundidad

En la Figura 3.27 está representada la liberación de momento sísmico más superficial, entre 0 y 20 km. Esta liberación de energía se asocia sobre todo a los procesos de deformación de la corteza y a la parte más superficial del proceso de subducción. En el mapa superior izquierdo de la Figura 3.27 están representados todos los eventos en estas profundidades. Pueden observarse principalmente las 4 bandas de sismicidad descritas en la sección 3.5, una en el límite entre las placas Norteamericana y de Caribe, otra a lo largo de la zona de subducción, otra en el arco volcánico centroamericano y una última de menor importancia a lo largo del escarpe de Hess. Además de la liberación más dispersa en la parte occidental del bloque de Chortís. Existen en este mapa de liberación cuatro puntos destacados, en color rojo, correspondientes a grandes terremotos. De estos cuatro puntos sólo uno no se asocia a mecanismos inversos, si no a desgarre (Figura 3.27, superior derecha), correspondiente al terremoto destructivo, de magnitud $M_S = 7.5$, de la falla de Motagua, Guatemala, del 4 de febrero de 1976 [Plafker, 1976; Lisowski y Thatcher, 1981]. Los otros tres eventos corresponden a sismos de falla inversa, dos asociados a la zona de subducción y uno a la deformación tras-arco de la cordillera de Talamanca en Costa Rica [Protti y Schwartz, 1994; Suárez et al., 1995]. De los eventos de subducción, el de Nicaragua, ocurrido en 1992, generó un tsunami con olas de hasta 10 metros que causó en torno a 200 víctimas [Piatanesi et al., 1996].

En general los eventos que menor energía liberan son los de tipo normal, lo cual es lógico dado que el esfuerzo de rotura de los materiales, y por lo tanto la caída de esfuerzos, es menor en el caso de tensión que en el de compresión. En la Figura 3.27, inferior izquierda, se aprecia cómo aun en la baja liberación de energía general, la zona de la subducción en Nicaragua parece haber liberado más energía que en el resto de la zona de subducción. De manera similar, en cuanto a eventos de falla inversa (Figura 3.27, inferior derecha), parece que es en Guatemala donde mayor liberación de momento sísmico se produce en estas profundidades. Entre ambas zonas de la subducción, en El Salvador, encontramos una densidad de liberación de momento sísmico mucho menor (Figura 3.27, superior izquierda).

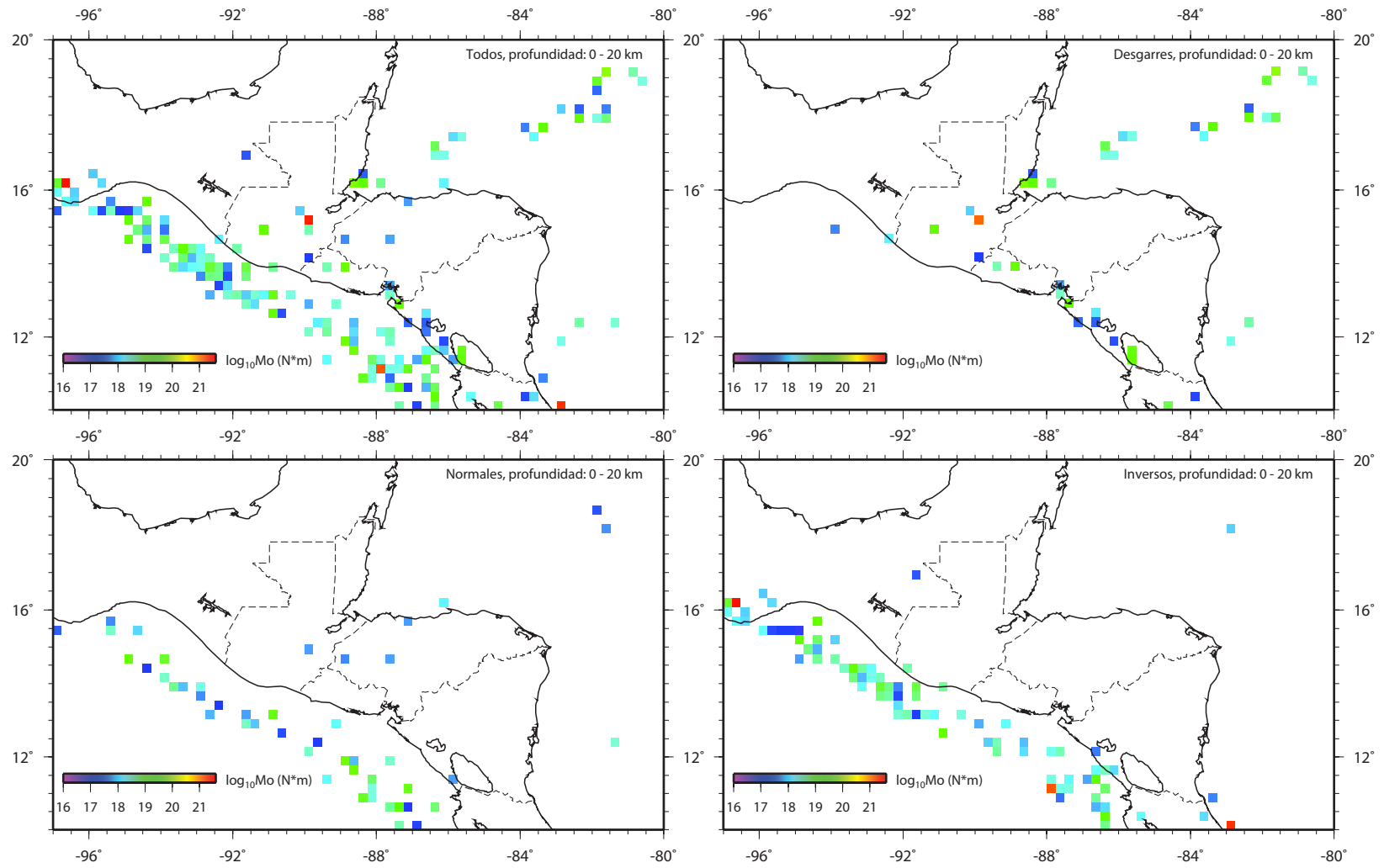


Figura 3.27: Mapas de liberación de momento sísmico para profundidades entre 0 y 20 km, para eventos de todo tipo (superior izquierda), desgarres (superior derecha), normales (inferior izquierda) e inversos (inferior derecha).

En la Figura 3.28 podemos comparar la importancia relativa de los diferentes mecanismos de deformación. Por ejemplo, es claro como en la deformación por desgarre el límite de las placas de Norteamérica y Caribe libera más energía como promedio que el arco volcánico centroamericano, aunque el tipo de deformación sea similar como vimos en el mapa de mecanismos focales (Figura 3.19). En la zona de falla Polochic - Motagua - transformante de la Isla de Swan el promedio de liberación de momento sísmico por 50 km de longitud está en $5,18 \times 10^{18}$ N·m, mientras que en el arco volcánico está en $7,3 \times 10^{17}$ N·m, aproximadamente un orden de magnitud menor. Esto se debe a que mientras que el límite de placas Norteamérica - Caribe absorbe en torno a 19 - 20 mm/año [Lyon-Caen et al., 2006; DeMets et al., 2007] el arco volcánico centroamericano absorbe un máximo de 10 - 14 mm/año [DeMets, 2001; Lyon-Caen et al., 2006]. La cantidad de deformación en ambos casos debería descender hacia el oeste, hacia el punto triple, debido a la absorción de parte de la deformación E - O del movimiento relativo de las placas en la zona de grábenes de Honduras [Guzmán-Speziale, 2001; Cáceres et al., 2005; Lyon-Caen et al., 2006]. La gráfica para los desgarres del límite Norteamérica - Caribe se ve muy alterada por la presencia del evento de 1976, lo que podría llevarnos a especular que en la parte oceánica del límite, la transformante de la Isla de Swan, la deformación tiene lugar a través de eventos de menor magnitud mientras que en la parte continental, en la zona de falla de Motagua - Polochic, tiene lugar a través de grandes eventos más espaciados en el tiempo, lo que explicaría la poca frecuencia relativa de la parte continental en comparación con la oceánica (Figura 3.28).

En la zona de subducción podemos ver la importancia relativa de ambos tipos de deformación representada (normal e inversa). Observamos una zona de predominio del tipo inverso muy clara, es la zona de Chiapas - Guatemala, en la que este tipo de deformación libera en un orden de magnitud más momento sísmico que el tipo normal. De tipo contrario es la relación en el sector de El Salvador, donde parece que la deformación de tipo normal es más importante que la de tipo inverso, especialmente hacia el Golfo de Fonseca. Esta abundancia relativa de eventos en la zona de Guatemala es confirmada también por datos históricos, habiendo sido esta zona en el pasado generadora de eventos de magnitud importante [Kelleher et al., 1973; Ambraseys y Adams, 2001].

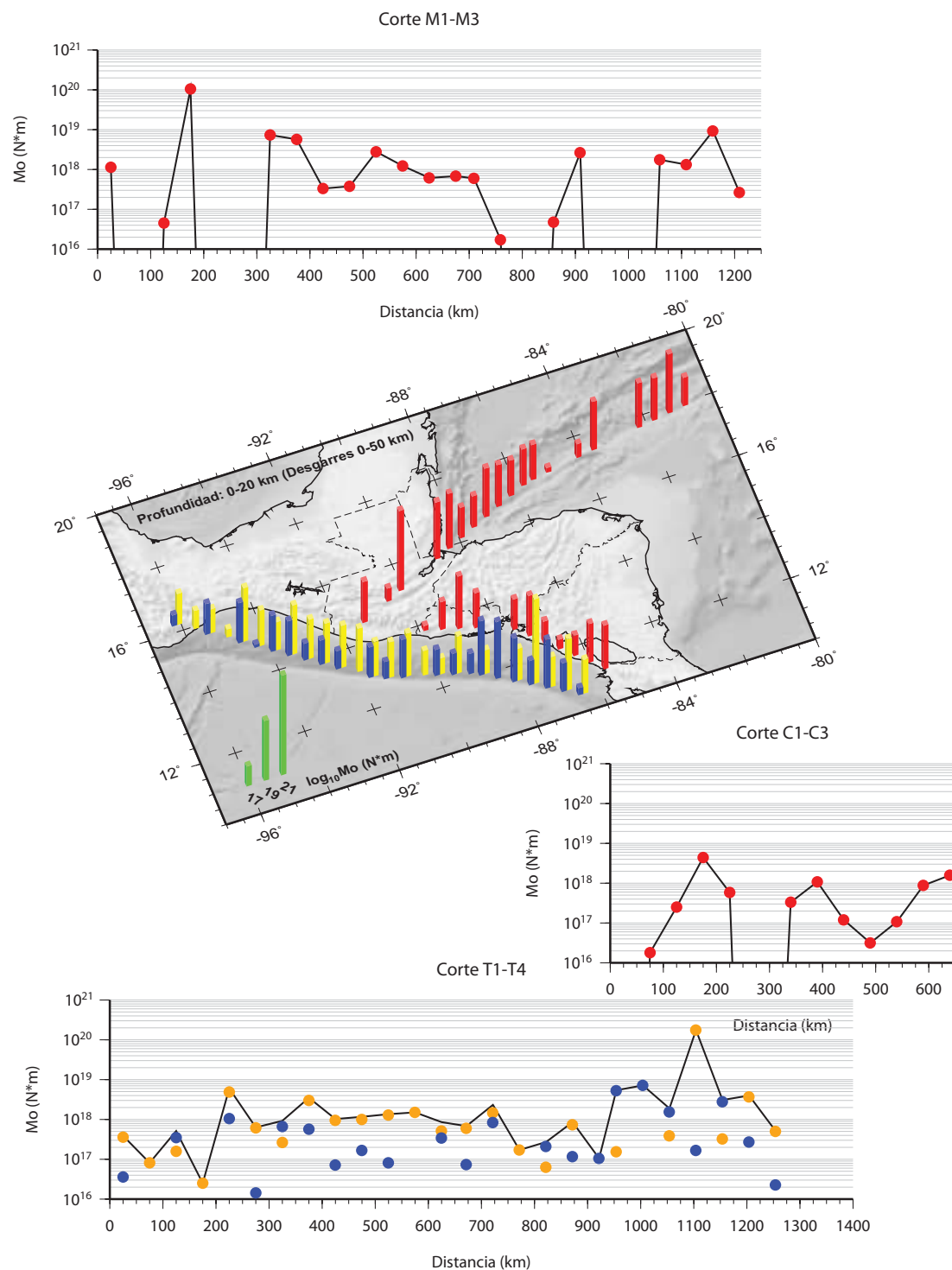


Figura 3.28: Mapa de barras de liberación de momento sísmico en pasos de 50 km a lo largo de los perfiles M1 - M3, C1 - C3 y T1 - T4 (Figura 3.26) para profundidades entre 0 y 20 km. Las barras rojas representan la liberación de momento sísmico en mecanismos de desgarre, las azules en normales y las amarillas en inversos.

Liberación de momento sísmico entre 20 y 50 km de profundidad

En estas profundidades la mayor parte de la energía liberada se debe a eventos de carácter inverso, como se desprende de la observación de la Figura 3.29, inferior derecha, al ser comparada con la Figura 3.27, superior izquierda. Los eventos de falla normal (3.29, inferior izquierda) y, sobre todo, de desgarre (3.29, superior derecha), aportan una cantidad de energía anecdótica al cómputo total de este intervalo de profundidades. En el caso de los desgarres la mayor parte de energía se libera en la transformante de la Isla de Swan, mientras que en los eventos normales ocurre en la zona de la fosa en Guatemala, y en menor medida en El Salvador. Cabe destacar sin embargo, que la mayor liberación de momento sísmico por celda en estas profundidades tiene lugar con un evento de falla normal, en la subducción de la placa del Coco bajo México en el área de Oaxaca. La liberación de momento en mecanismos inversos se concentra en dos zonas principales, por un lado la subducción en Guatemala y por otro la subducción en Nicaragua, dejando la zona de El Salvador y de Chiapas en un segundo plano.

En el gráfico de barras (Figura 3.30) destacan las elevadas liberaciones de momento sísmico a través de eventos de tipo inverso en los sectores de Guatemala y Nicaragua, sectores claramente diferenciados en la zona de subducción. Por otro lado tenemos dos zonas con menor cantidad de liberación de momento en general, El Golfo de Tehuantepec y el Golfo de Fonseca. La liberación de momento en forma de eventos normales tiene lugar a lo largo de toda la subducción de manera más o menos irregular, pero destaca sobre todo en la zona de la subducción de Oaxaca, en la subducción de bajo ángulo mexicana [Currie *et al.*, 2002].

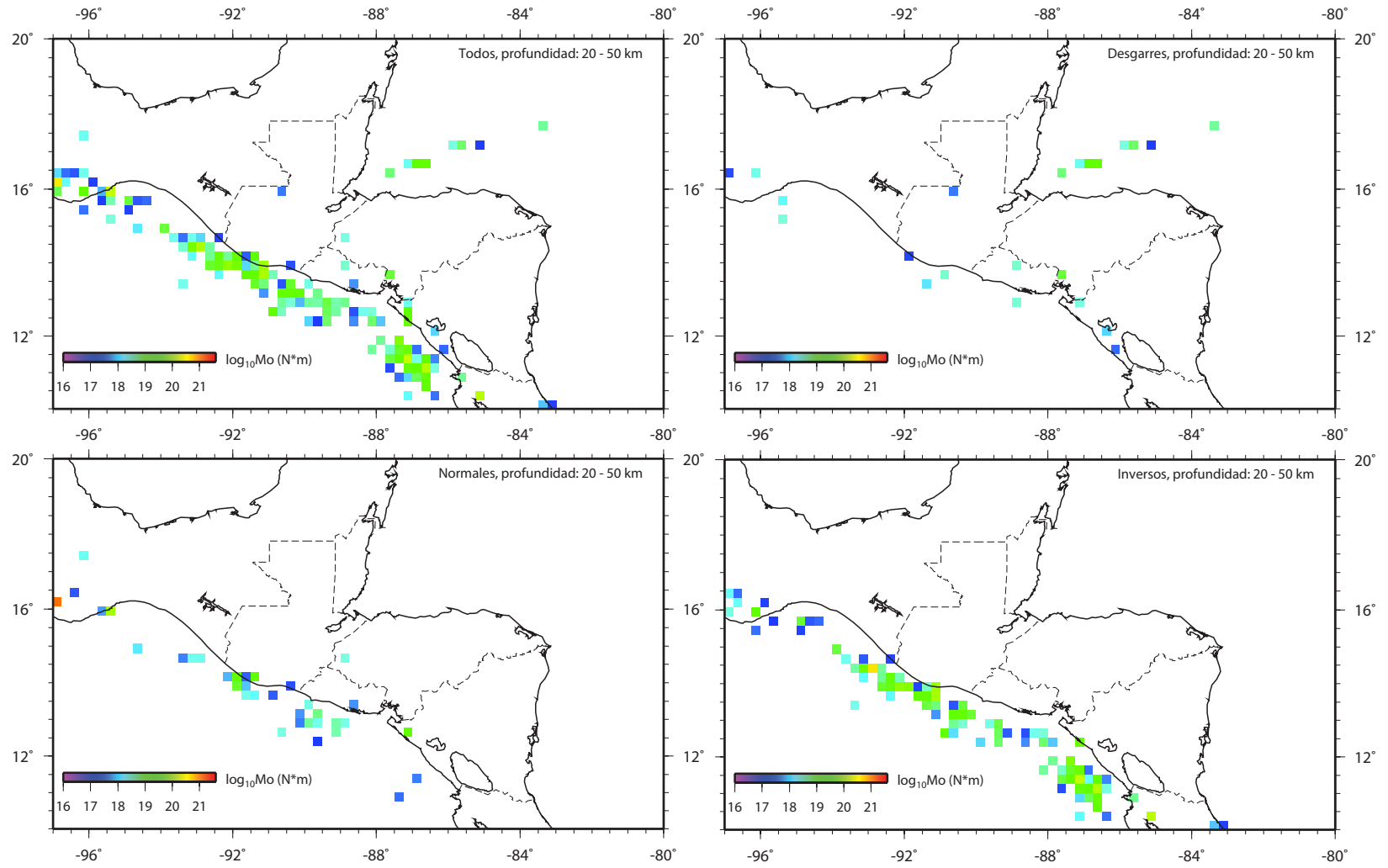


Figura 3.29: Mapas de liberación de momento sísmico para profundidades entre 20 y 50 km, para eventos de todo tipo (superior izquierda), desgarres (superior derecha), normales (inferior izquierda) e inversos (inferior derecha).

3.6. Liberación de momento sísmico

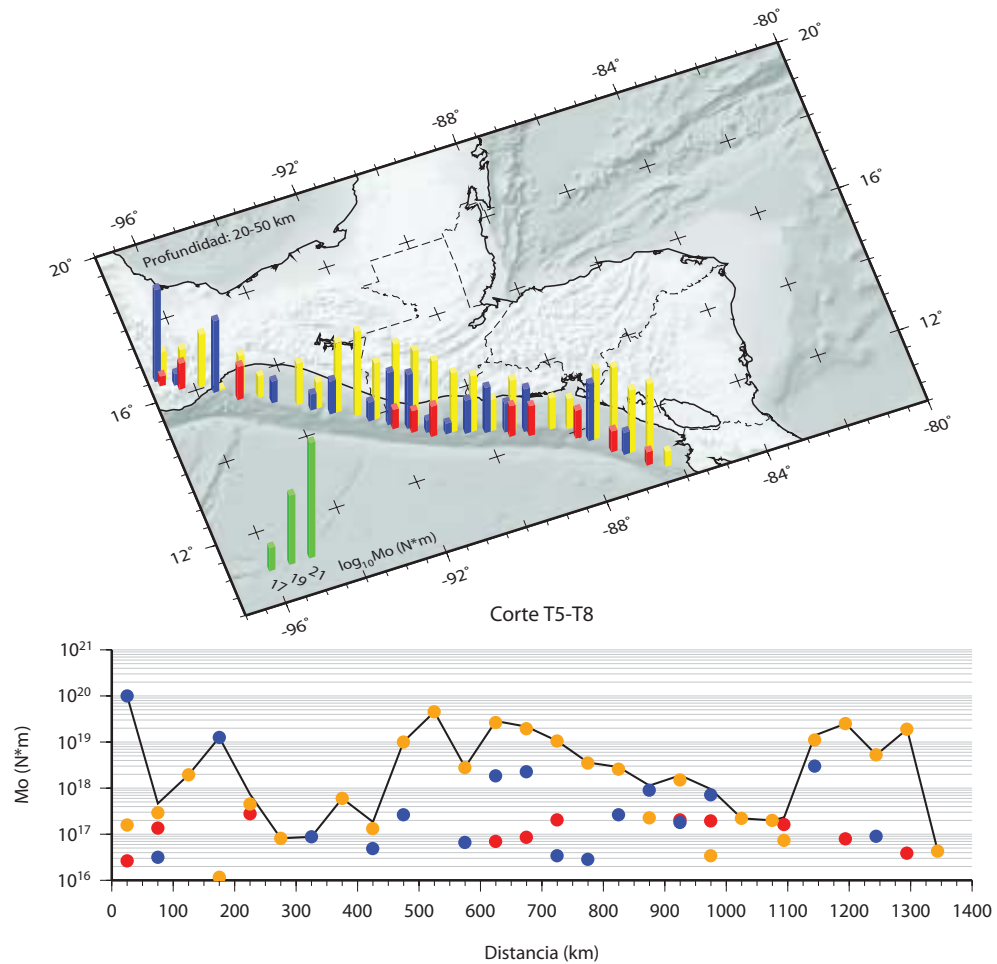


Figura 3.30: Mapa de barras de liberación de momento sísmico en pasos de 50 km a lo largo del perfil T5 - T8 (Figura 3.26) para profundidades entre 20 y 50 km. Las barras azules representan la liberación de momento sísmico en mecanismos normales y las amarillas inversos.

Liberación de momento sísmico entre 50 y 120 km de profundidad

Entre 50 y 120 km todo el momento sísmico liberado se asocia a la subducción, sobre todo a la deformación intralámina de la placa del Coco. Como ocurriera en la sección 3.5 de análisis de los mecanismos focales, podemos diferenciar tres sectores muy claros en el patrón de liberación de momento sísmico en la subducción (Figura 3.31): zona de subducción de Oaxaca, zona de subducción de Chiapas - Guatemala y zona de subducción de El Salvador - Nicaragua; siendo los límites entre ellos bastante netos. La energía liberada por medio de eventos de desgarre es muy poca, pero aun así se ve en la Figura 3.31, superior derecha, como en la zona de Chiapas - Guatemala la cantidad de momento sísmico liberado es mayor. En estas profundidades la mayor parte del momento sísmico liberado se debe a eventos de tipo normal, estando el punto de mayor liberación en la zona de El Salvador, con el evento de magnitud $M_W = 7.7$ de 13 de Enero de 2001 [Bommer *et al.*, 2002; Vallée *et al.*, 2003]. En este tipo de eventos queda muy clara la diferencia entre sectores de la subducción, pasando de una banda de liberación de energía bastante ancha en la zona de Oaxaca, a una fina franja en la zona de El Salvador - Nicaragua. Aunque se haya dado en esta zona de El Salvador la mayor liberación de energía puntual, parece que es en la zona de Chiapas - Guatemala donde mayor liberación de energía por mecanismo normales se da. En cuanto a eventos de falla inversa también observamos las diferencias entre sectores, estando estos eventos ausentes en la zona de Oaxaca y no ser muy frecuentes en la de Chiapas, algo más en Guatemala. En El Salvador la liberación de momento por eventos de tipo inverso es menor a pesar de ocupar bastante superficie (Figura 3.31, inferior derecha), con la mayor parte de las celdas presentando una liberación de energía del orden de $1 \times 10^{17} \text{ N}\cdot\text{m}$ - $1 \times 10^{18} \text{ N}\cdot\text{m}$, mientras que en Guatemala y Nicaragua estas presentan valores del orden de $1 \times 10^{19} \text{ N}\cdot\text{m}$ - $1 \times 10^{20} \text{ N}\cdot\text{m}$.

En el gráfico de barras y perfil de la subducción (Figura 3.32) se destaca sobre todo la alta liberación de energía de la serie sísmica de El Salvador de enero de 2001, lo que pone de relieve la dependencia de este tipo de análisis del ciclo sísmico, de manera que aunque contemos con más de 30 años de sismicidad instrumental con mecanismos focales en una zona de alta actividad sísmica, aun las interpretaciones serán parciales y habrá rasgos de la sismicidad que escapen de nuestra valoración. En general podemos confirmar lo expuesto anteriormente para estas profundidades, es decir, la existencia de una preponderancia de los eventos de tipo normal sobre el resto salvo en las zonas de Guatemala y Nicaragua, donde los eventos de falla inversa igualan o superan en cuanto a liberación de energía a los normales.

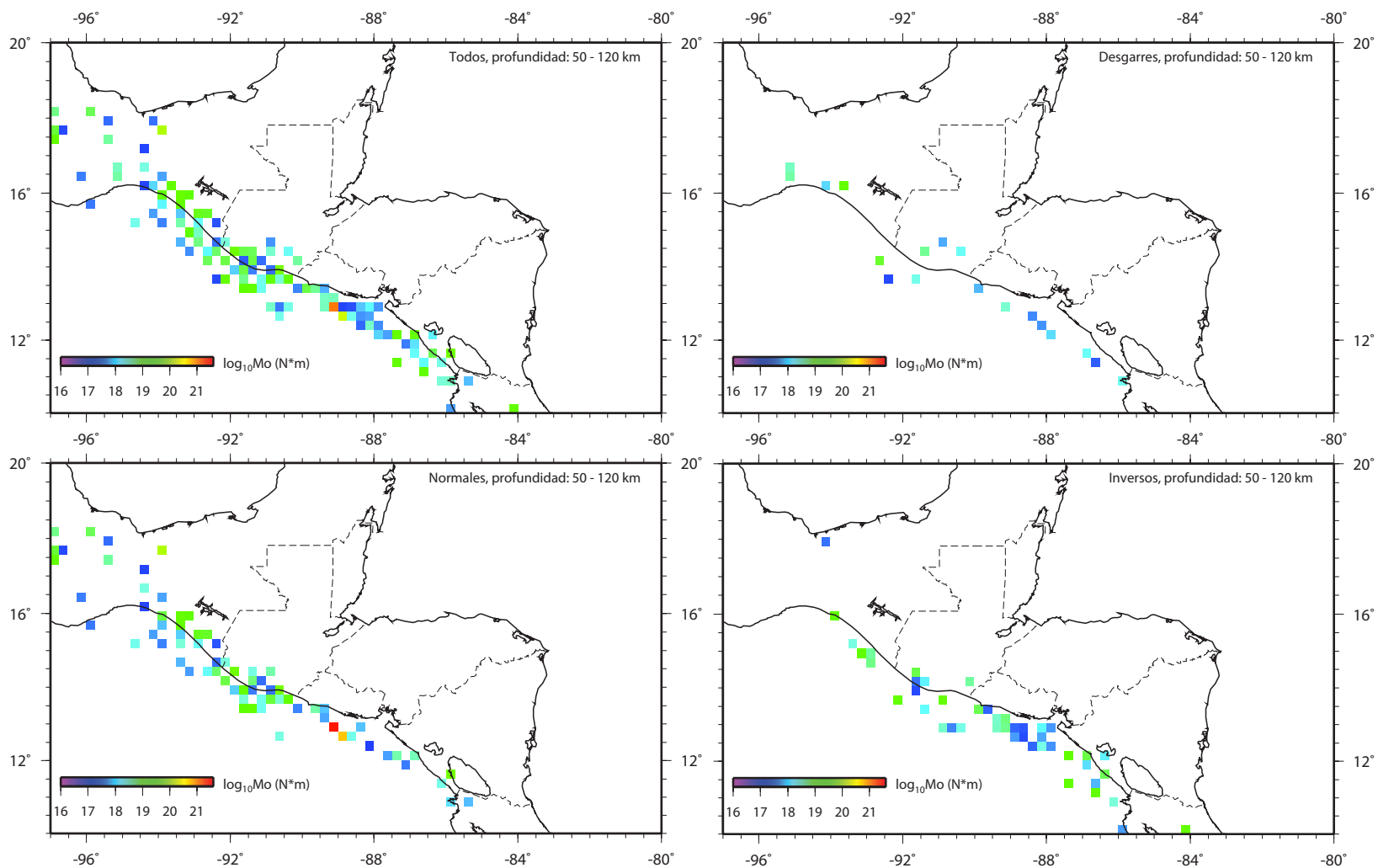


Figura 3.31: Mapas de liberación de momento sísmico para profundidades entre 50 y 120 km, para eventos de todo tipo (superior izquierda), desgarres (superior derecha), normales (inferior izquierda) e inversos (inferior derecha).

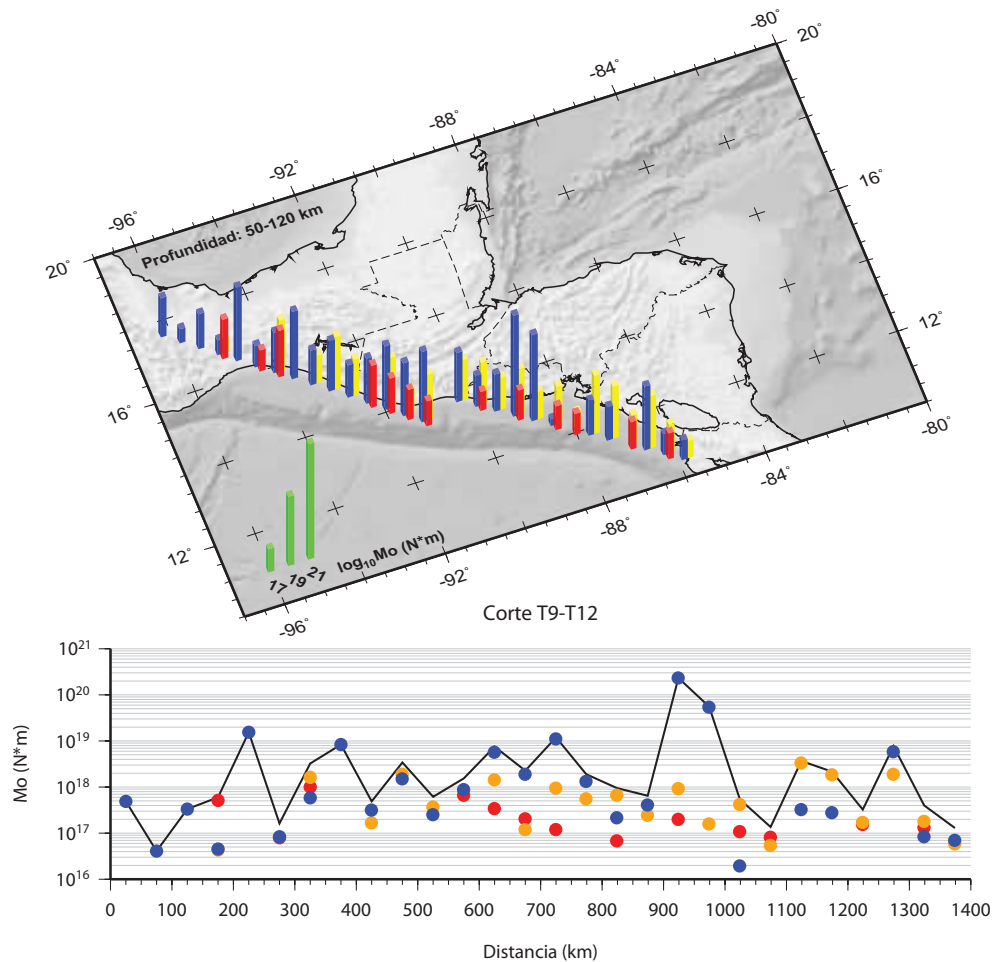


Figura 3.32: Mapa de barras de liberación de momento sísmico en pasos de 50 km a lo largo del perfil T9 - T12 (Figura 3.26) para profundidades entre 50 y 120 km. Las barras rojas representan la liberación de momento sísmico en mecanismos de desgarre, las azules en normales y las amarillas en inversos.

Liberación de momento sísmico por debajo de los 120 km de profundidad

En las mayores profundidades la liberación de momento sísmico forma una estrecha banda de dirección NO - SE en la que podemos diferenciar tres partes principales: el área de Chiapas - NO de Guatemala, el área de SE de Guatemala - El Salvador y el área de Nicaragua. La parte más occidental, la de Chiapas, presenta un nivel de liberación de energía mayor (Figura 3.34), en su extremo NO debido a mecanismos normales (Figura 3.34, inferior izquierda) y en su extremo SE debido a inversos (Figura 3.34, inferior derecha). La zona de El Salvador no presenta demasiada actividad en estas profundidades, y en Nicaragua esta es de tipo inverso, aunque con una liberación de energía pequeña. Como ya he discutido en la sección 3.5 la diferencia de carácter normal o inverso en este caso depende básicamente de la inclinación de la placa de subducción y su efecto sobre la inmersión de los ejes del TMS, más que de diferencias en la tectónica o geodinámica de la placa, aunque pueda haberlas. Como podemos ver en la Figura 3.33 la zona en la que se da el paso de eventos de tipo normal a inverso, la zona de Chiapas - Guatemala, es la que mayor cantidad de energía libera, lo que podría indicar que sufre mayor deformación por condiciones tectónicas específicas de este área.

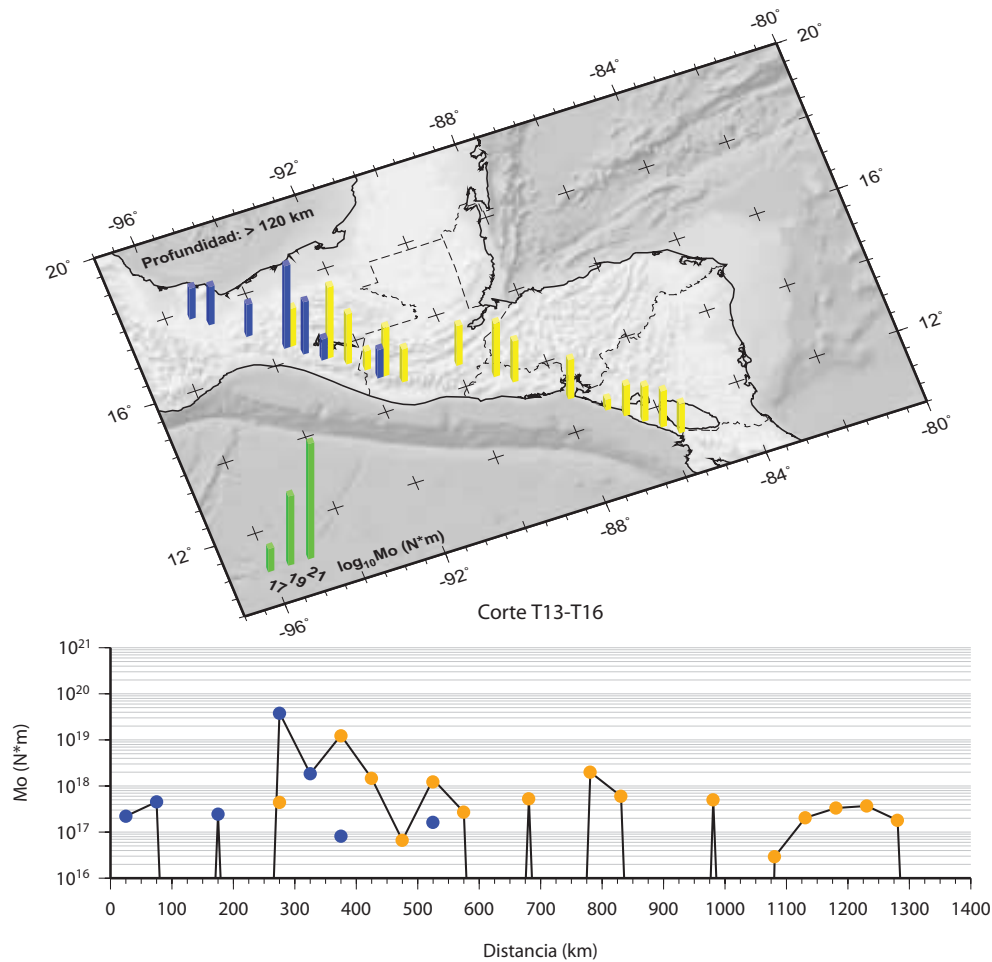


Figura 3.33: Mapa de barras de liberación de momento sísmico en pasos de 50 km a lo largo del perfil T13 - T16 (Figura 3.26) para profundidades superiores a 120 km. Las barras azules representan la liberación de momento sísmico en mecanismos normales y las amarillas inversos.

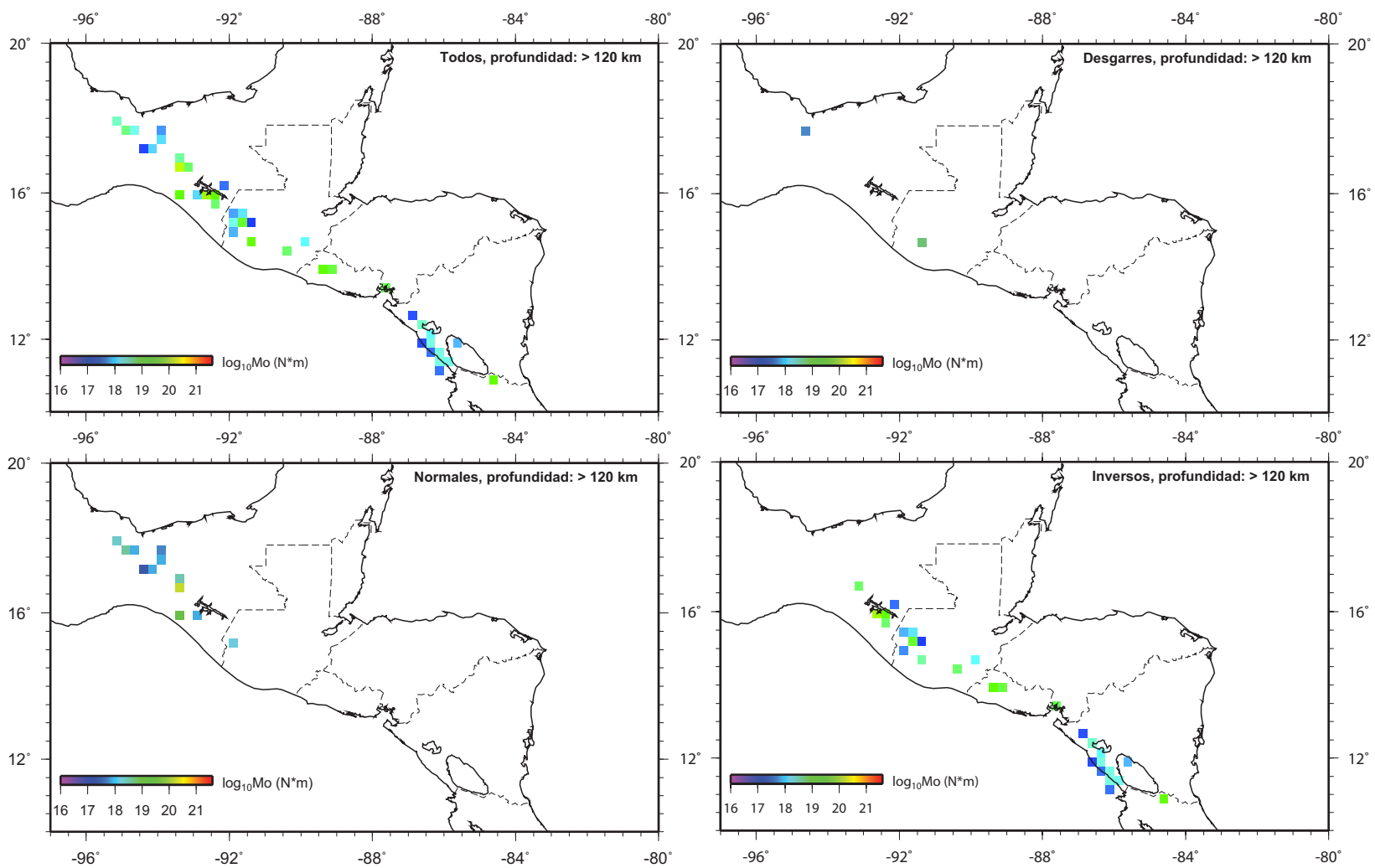


Figura 3.34: Mapas de liberación de momento sísmico para profundidades superiores a 120 km, para eventos de todo tipo (superior izquierda), desgarres (superior derecha), normales (inferior izquierda) e inversos (inferior derecha).

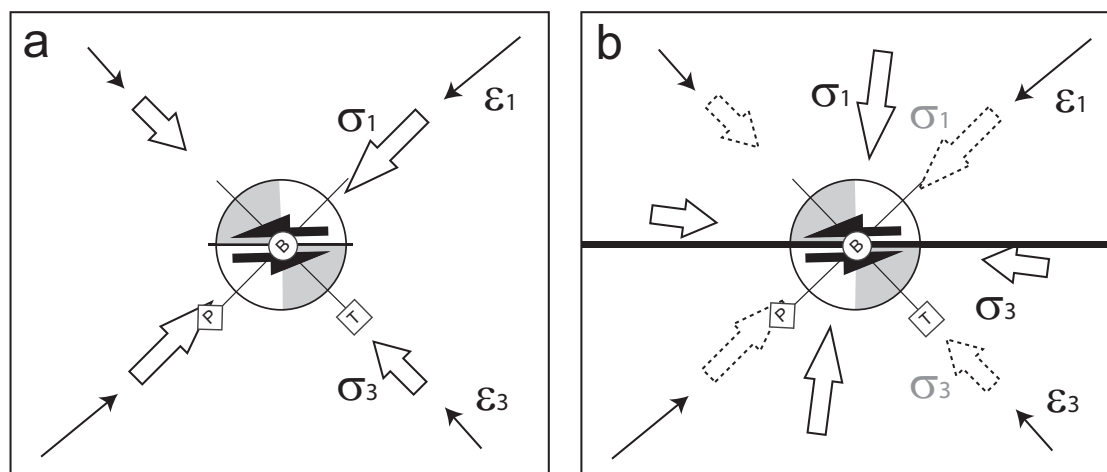


Figura 3.35: Diagrama esquemático de un medio (a) con fallas que no son zonas de debilidad importantes y por tanto puede ser considerado tectónicamente uniforme en resistencia y (b) con una zona de debilidad mayor que deslizará incluso si el esfuerzo de cizalla sobre el plano es pequeño. En (a) los ejes de esfuerzo y deformación tienen aproximadamente la misma orientación, mientras que en (b) las orientaciones pueden diferir de manera importante. Nótese como en ambos casos los ejes principales del TMS se alinean aproximadamente con los ejes del tensor de deformación. Modificado de Wyss *et al.* [1992].

3.7. Orientación de los ejes principales del Tensor Momento Sísmico

La utilización de la orientación de los ejes principales del TMS es una práctica común en los estudios de sismotectónica como complemento del estudio de la distribución espacial y características de los mecanismos focales [ver por ejemplo: Scheidegger, 1964; Holt *et al.*, 1991; Kao *et al.*, 1998; Reyners y McGinty, 1999; Patané y Privitera, 2001]. Como se ha visto en la definición del TMS (sección 3.2) el eje P del TMS es el eje bisectriz del cuadrante de compresión, mientras que el T es el equivalente en tensión, de manera que el eje P se alinea aproximadamente con el eje de máximo acortamiento del elipsoide de deformación y el T con el de máximo estiramiento. Este alineamiento de los ejes puede no cumplirse en el caso del tensor de esfuerzos, ya que en función de las características reológicas del material implicado en la deformación, así como de la posible fracturación heredada, los ejes del TMS pueden formar cierto ángulo con los del elipsoide de esfuerzos (Figura 3.35) [Wyss *et al.*, 1992]. En este caso, las orientaciones de los ejes principales de esfuerzo y deformación pueden ser diferentes, dado que los ángulos entre ϵ_1 o ϵ_3 (donde ϵ_1 , ϵ_2 y ϵ_3 son los ejes de deformación compresiva máxima, intermedia y mínima respectivamente) y la dirección de deslizamiento sobre la falla son siempre 45° (Figura 3.35), mientras que σ_1 puede encontrarse en cualquier ángulo dentro del cuadrante dilatacio-

nal [McKenzie, 1969]. De manera que al analizar la distribución y orientación de los ejes del TMS analizamos también el tensor de deformación sísmica y sus posibles variaciones espaciales.

Ejes T.

En la Figura 3.36 muestro la distribución y orientación de los ejes T del TMS para los diferentes intervalos de profundidad seleccionados. Vemos en las rosas de direcciones de los ejes una familia claramente predominante, con pequeñas variaciones en función de la profundidad, pero de tendencia NE - SO, aproximadamente perpendicular a la dirección de la zona de subducción.

Entre las profundidades de 0 y 20 km observamos un máximo entre N30°E y N60°E en la rosa de direcciones (Figura 3.36, superior izquierda), con predominancia del intervalo N30-45°E. Estas direcciones se asocian básicamente a la zona de subducción, donde vemos como la distribución de inmersiones es bimodal, con ángulos de unos 60° y subhorizontales, los primeros debidos a sismos de tipo inverso y los segundos a los de tipo normal. En las zonas de desgarre tenemos ejes T prácticamente horizontales también, pero esta vez con orientaciones aproximadamente N60-75°E y N105-120°E, correspondientes al arco volcánico las primeras y al límite Norteamérica - Caribe y al escarpe de Hess las segundas. Además en la zona occidental del bloque de Chortís tenemos algunos ejes subhorizontales de dirección E-O a ESE-ONO asociados a los eventos de falla normal.

Entre 20 y 50 km (Figura 3.36, superior derecha) las direcciones se mantienen aproximadamente constantes (algo más de importancia del intervalo N45-60°E en este caso) aunque la cantidad de eventos con eje T subhorizontal es mucho menor, existiendo menos eventos en las zonas de desgarre y menos también en la subducción de tipo normal, estando la mayoría en las zonas del Golfo de Tehuantepec y de El Salvador. En este intervalo de profundidades aparecen algunos ejes T con inmersiones subverticales y en general se encuentran en el intervalo 65-80°, característicos de eventos de tipo inverso.

Entre 50 y 120 km la dirección de mayor estiramiento sigue siendo aproximadamente la misma (Figura 3.36, inferior izquierda), con algo más de dispersión. Las inmersiones son más variables, con un abánico de entre 0° y 60°, con la máxima frecuencia aproximadamente en 25°. Hacia el Golfo de Tehuantepec las direcciones tienden más a N60-75°E y sus inmersiones son más horizontales.

En profundidades mayores de 120 km vemos un cambio claro en la dirección de los ejes (Figura 3.36, inferior derecha), pasando a orientarse hacia N60-75°E con unas inmersiones que pasan a concentrarse alrededor de valores de 45-65°, estando los ejes de menor inmersión hacia el golfo de Tehuantepec.

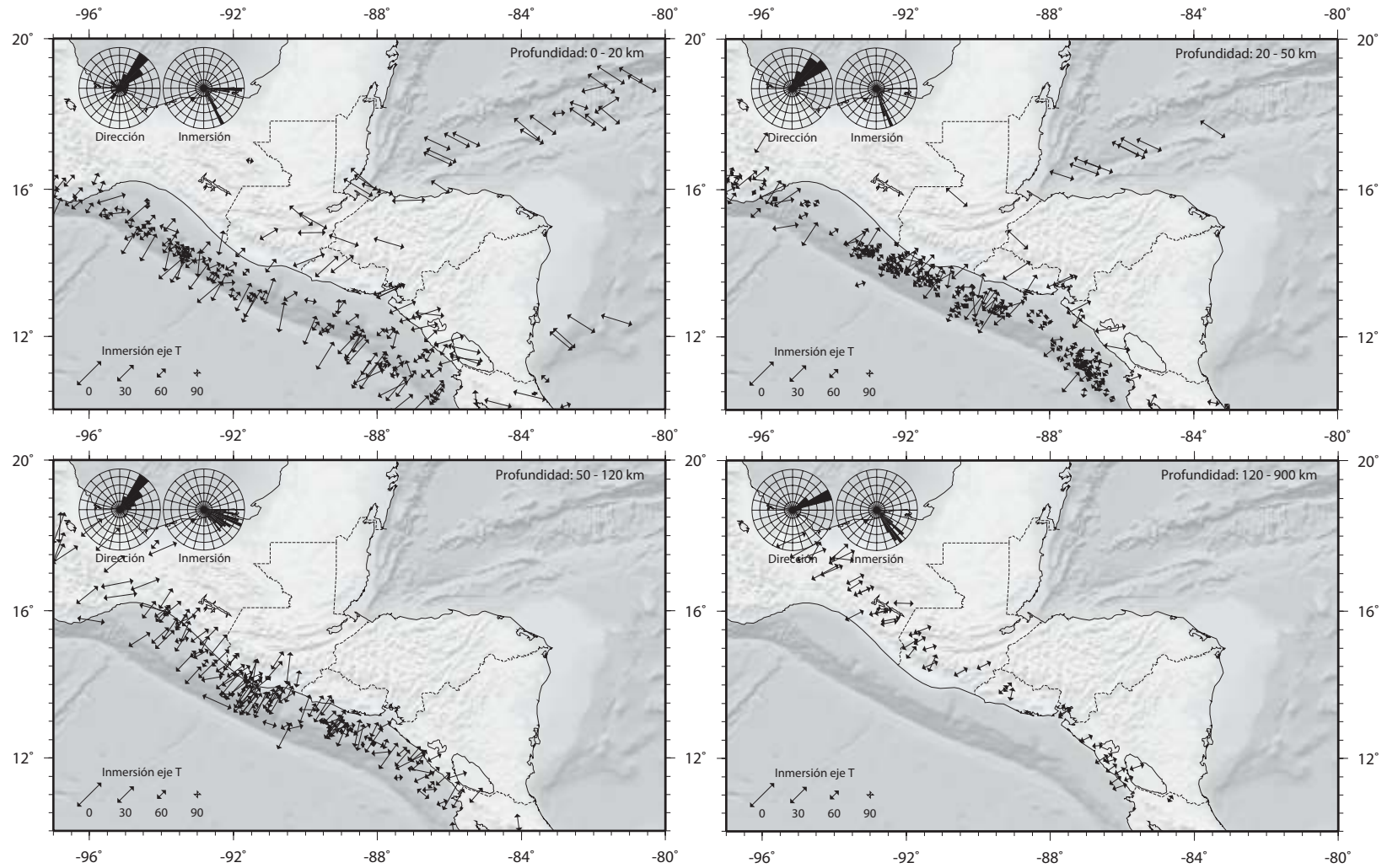


Figura 3.36: Mapas de orientación e inmersión del eje de tensión, T, del TMS ([*Harvard, 2008*]) a diferentes intervalos de profundidad: 0 - 20 km (superior izquierda), 20 - 50 km (superior derecha), 50 - 120 km (inferior izquierda) y más de 120 km (inferior derecha). El tamaño de los ejes es función del ángulo de inmersión como muestra la leyenda. Se muestran las rosas de direcciones para la dirección y la inmersión de los ejes en pasos de 15° y 5° respectivamente.

Ejes P.

El eje P corresponde al eje de compresión del TMS, y por tanto aproximadamente al eje de mayor acortamiento del tensor de deformación (Figura 3.35). Tradicionalmente se ha usado como aproximación al estudio del eje de máximo esfuerzo compresivo del tensor de esfuerzos, como hemos visto esto es cierto para un medio homogéneo, sin discontinuidades o zonas de debilidad, y con un de manera que su análisis desde este punto de vista de los esfuerzos ha de tomarse con precaución. En la Figura 3.37 se muestran, de manera análoga a la de ejes T, la distribución espacial y orientación de los ejes P en los distintos intervalos de profundidad.

En las rosas de direcciones del intervalo 0-20 km (Figura 3.37, superior izquierda) vemos un claro predominio del intervalo N195-225°E, siendo esta la dirección de los ejes P tanto en la zona de subducción como en el límite Norteamérica - Caribe y el escarpe de Hess, sólo en el arco volcánico las direcciones son diferentes, orientándose N300-360°E, con un cambio de dirección progresivo de Guatemala a Nicaragua, siendo cada vez más noroesteada. Las inmersiones son mayoritariamente de unos 20-35°, aunque existen también dos familias menores, una subhorizontal y otra de unos 75-90°. La subhorizontal corresponde a los eventos de las zonas de desgarre continentales, mientras que la subvertical corresponde a los eventos de tipo normal de la parte externa de la subducción, que además pueden presentar direcciones paralelas a la fosa, como se aprecia en la zona de Nicaragua sobre todo. La familia mayoritaria de inmersiones, de 20-35° corresponde a los eventos de tipo inverso de la zona de subducción. Aparte de estas agrupaciones principales encontramos un evento en la zona de pliegues y cabalgamientos de Chiapas, con un eje P subhorizontal de dirección aproximada N45°E; los eventos de la zona de grábenes del bloque de Chortís, con inmersiones de 60-80° y direcciones N350°E y un par de ejes de inmersión 60-80° y dirección N80-100° de la dorsal de Caimán.

Entre 20 y 50 km el patrón es similar al del anterior intervalo (Figura 3.37, superior derecha), destacándose más en las rosas de direcciones e inmersiones las características de la zona de subducción. Así vemos como dirección principal la N195-225° con ángulos de inmersión de 15-30°, característicos ejes P de los eventos de tipo inverso de la subducción. También pueden verse ejes subhorizontales ligados a las zonas de desgarre y algunos de 45-75° de inmersión, de eventos de tipo normal con direcciones variables, en la zona de subducción. En el Golfo de Tehuantepec aparecen algunas rotaciones de las direcciones de los ejes de tipo antihorario.

Cuando pasamos a profundidades mayores, entre 50 y 120 km, vemos como la dispersión en las rosas de direcciones e inmersiones es bastante mayor (Figura 3.37, inferior izquierda). Las direcciones se concentran entre N175°E y N240°E, con el máximo en N195-210°E. Aparece además una familia separada, con dirección N270-285°E, que se distribuye a lo largo de toda la zona de subducción. De manera similar al anterior intervalo, hacia el Golfo de Tehuantepec se observa una rotación antihoraria de unos 15° de la dirección de los ejes P.

Las inmersiones presentan bastante dispersión, encontrando ángulos desde 0° a 85° . El máximo lo encontramos en $45-60^{\circ}$, que corresponderían a eventos de tipo normal, aunque existen máximos menores también entorno a 30° y $10-15^{\circ}$.

En los terremotos más profundos, por encima de 120 km, (Figura 3.37, inferior derecha), seguimos encontrando bastante dispersión en las direcciones de los ejes, distribuyéndose entre $N165^{\circ}E$ y $N255^{\circ}E$, con máximo en $N195-210^{\circ}E$ que va disminuyendo hacia $N270^{\circ}E$. Encontramos un máximo aislado en $N165-180^{\circ}E$, que corresponde a los ejes presentes en la zona del Golfo de Tehuantepec. Marginalmente aparecen eventos de dirección paralela a la fosa de subducción. Las inmersiones se agrupan en torno al valor de $30-35^{\circ}$, con una horquilla entre 15° y 45° . Observando la distribución espacial de las orientaciones de los ejes vemos cómo las direcciones pasan de ser $N195-210^{\circ}E$ en Guatemala a $N240-255^{\circ}E$ en Nicaragua.

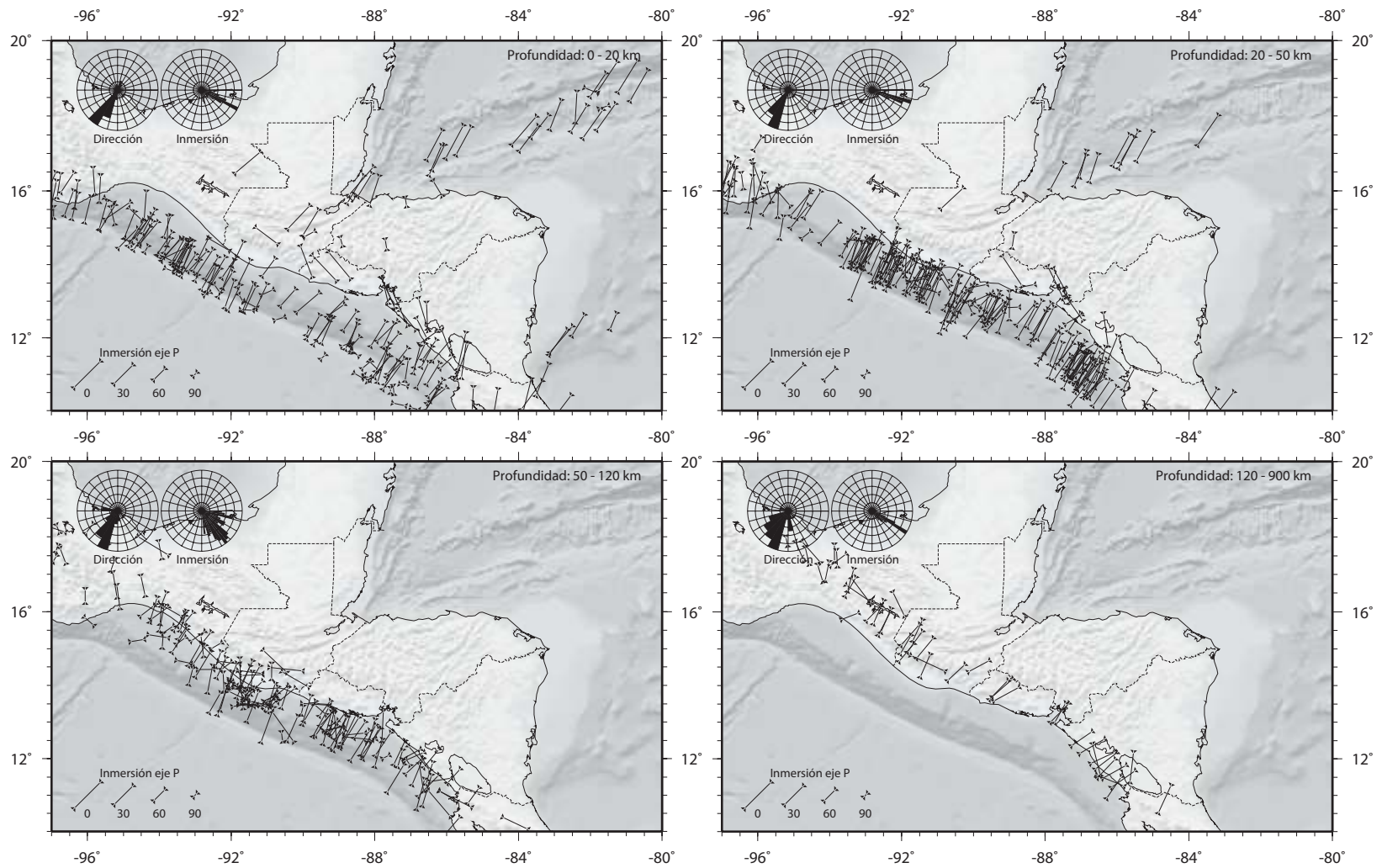


Figura 3.37: Mapas de orientación e inmersión del eje de presión, P, del TMS ([*Harvard*, 2008]) a diferentes intervalos de profundidad: 0 - 20 km (superior izquierda), 20 - 50 km (superior derecha), 50 - 120 km (inferior izquierda) y más de 120 km (inferior derecha). El tamaño de los ejes es función del ángulo de inmersión como muestra la leyenda. Se muestran las rosas de direcciones para la dirección y la inmersión de los ejes en pasos de 15° y 5° respectivamente.

Ejes B.

El eje B es el llamado eje nulo, ya que en un tensor sísmico de doble par ideal su valor es 0⁴. Este eje geoméricamente es la intersección de los dos planos nodales del TMS y de manera genérica tendrá un valor intermedio entre los ejes T y P. Del mismo modo, el eje B se corresponde con el eje intermedio del tensor de deformación, ε_2 (siendo $\varepsilon_1 > \varepsilon_2 > \varepsilon_3$). Este eje se situa en la vertical en los casos de desgarres puros mientras que en los eventos de tipo normal e inverso se situa en la horizontal.

Como puede verse en todos los mapas de la Figura 3.38, hay un gran predominio de los ejes B con inmersión horizontal, indicando la poca presencia de eventos de tipo desgarre; estando estos concentrados principalmente en profundidades inferiores a 50 km en las zonas de desgarre continentales (arco volcánico y límite Norteamérica - Caribe). Las direcciones de estos ejes, cuando se asocian a la subducción, son paralelas a la fosa en su mayoría, aunque pequeñas variaciones hacen destacar puntos de interés. Así, hacia el Golfo de Tehuantepec, vemos como sistemáticamente, en profundidades de 0 a 50 km (Figura 3.38, superiores), existe una rotación antihoraria de estos ejes. Sin embargo, a partir de los 50 km (Figura 3.38, inferiores) esta rotación pasa a ser horaria, estando los ejes algo más norteados que en la zona de Guatemala. Algo similar se observa para toda la subducción, al pasar de 50 km los ejes B pasan de estar orientados subparalelos a la fosa, a formar un pequeño ángulo con esta, con una rotación de sentido horario. Este hecho es claramente visible a partir de los 120 km (Figura 3.38, inferior derecha), y más destacado en la zona de Chiapas - Guatemala. En la deformación de la corteza continental, a poca profundidad, vemos unos ejes B con orientaciones muy variables en los desgarres, y orientados N0-15°E, subhorizontales, en la zona de grábenes de Honduras, siendo parte por tanto de eventos de tipo normal.

⁴Siendo el tensor de doble par ideal

$$\begin{pmatrix} M_0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -M_0 \end{pmatrix} \quad (3.20)$$

entonces M_0 corresponderá el eje T, $-M_0$ al P y 0 al B.

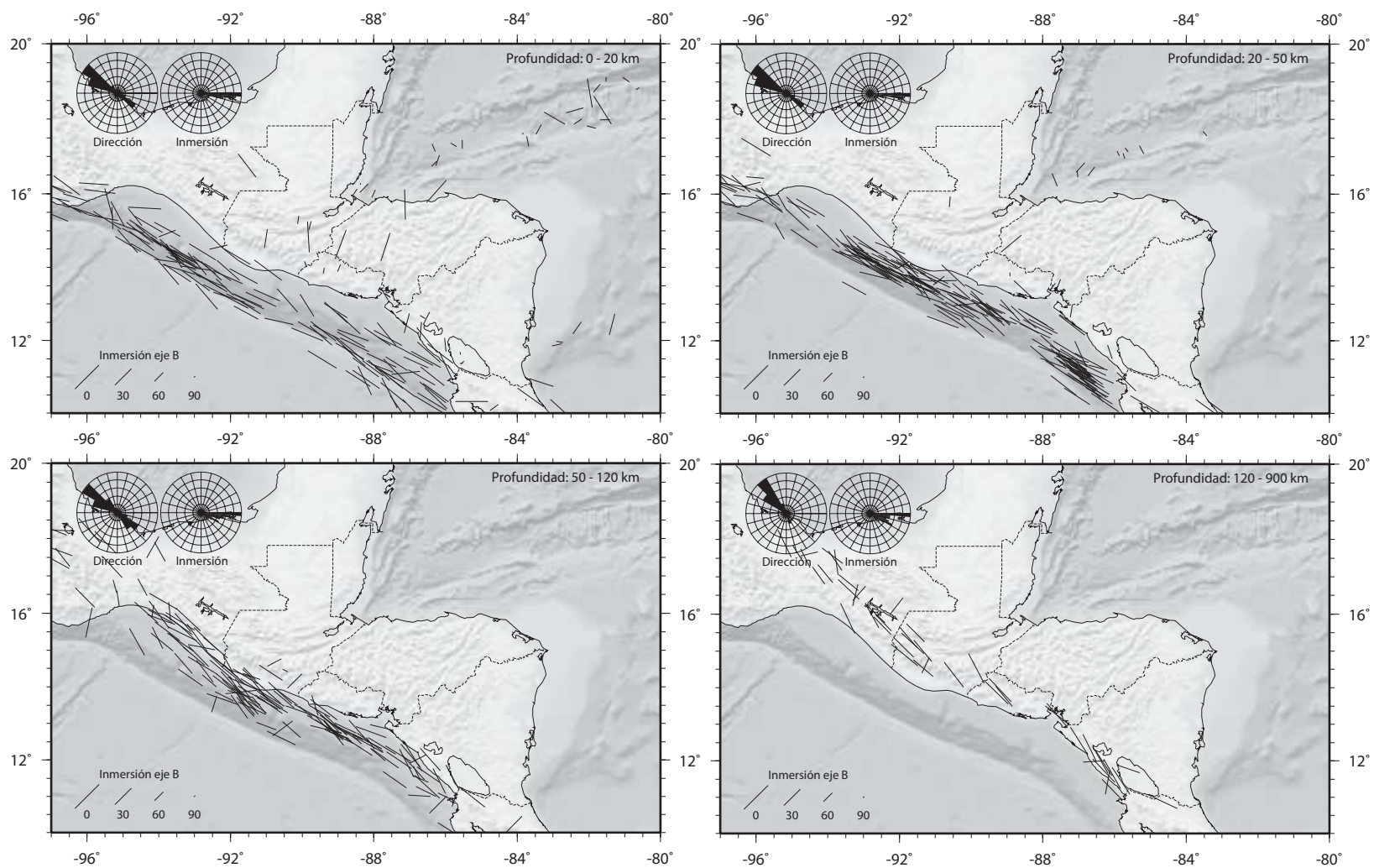


Figura 3.38: Mapas de orientación e inmersión del eje intermedio, B, del TMS ([*Harvard, 2008*]) a diferentes intervalos de profundidad: 0 - 20 km (superior izquierda), 20 - 50 km (superior derecha), 50 - 120 km (inferior izquierda) y más de 120 km (inferior derecha). El tamaño de los ejes es función del ángulo de inmersión como muestra la leyenda. Se muestran las rosas de direcciones para la dirección y la inmersión de los ejes en pasos de 15° y 5° respectivamente.

Variaciones de los ejes con la profundidad.

Ya hemos visto en las secciones anteriores, como se pueden inferir ciertas variaciones de los ejes no sólo en su distribución en planta, si no también en su distribución de profundidades. Para hacer más claro este hecho presento dos conjuntos de gráficos en los que muestro las variaciones de las direcciones e inmersiones de los distintos tipos de ejes con la profundidad. Dado que la inmensa mayoría de los eventos están ligados a la zona de subducción lo que observaremos se corresponderá principalmente a variaciones en la zona de subducción.

En la Figura 3.39 muestro las variaciones de la dirección de los ejes en función de la profundidad. Vemos como la dirección media de los ejes P se sitúa en $N210^{\circ}E$ (Figura 3.39, superior) hasta los 120 - 150 km de profundidad, donde vemos como varía esta dirección, tomando valores de $N220^{\circ} - 230^{\circ}E$. Además de esta población principal aparecen otras, por un lado, a poca profundidad, existen una serie de eventos que muestran bastante dispersión y que abarcan valores desde $N300^{\circ}E$ a $N70^{\circ}E$, y por otro existe una pequeña población de eventos, a profundidades entre 40 y 70 km con direcciones $N280^{\circ}E$. En el gráfico de ejes B (Figura 3.39, medio), vemos dos líneas con la misma tendencia, además de la población de mayor dispersión superficial. Estas líneas están separadas entre sí 180° , por lo que en realidad podemos decir que pertenecen al mismo sistema. La tendencia que marcan es de una rotación en la dirección de sentido horario, es decir, aumenta el ángulo con el norte al incrementar la profundidad, pasando de valores de $N300^{\circ}E$ (o $N120^{\circ}E$) a $N320^{\circ}E$. En el caso de los ejes T (Figura 3.39, inferior) observamos algo muy similar, una familia principal (y una pequeña población a 180° hasta los 70 km) que incrementa su azimut con la profundidad, pasando de $N40^{\circ}E$ a $N70^{\circ}E$.

Las variaciones en las inmersiones son más acusadas aun que en las direcciones, como se desprende de la observación de la Figura 3.40. En esta vemos cómo tanto en los ejes P como en los T tenemos dos familias de ejes con evoluciones bien diferenciadas. En el caso de los ejes P (Figura 3.40, superior) se puede apreciar como hay una familia más abundante en la parte superficial de la subducción y otra que está presente sobre todo a partir de los 40 - 50 km. La primera de estas familias presenta inmersiones menores, comienza en superficie con valores de 25° que van disminuyendo hasta horizontalizarse en torno a los 50 - 60 km. Esta primera familia por tanto se corresponde con eventos de tipo inverso de la subducción asociados a la interfase entre las placas del Coco y Caribe. El plano de rotura asociado a este eje P pasará de buzarse unos 20° en superficie a unos 45° a 50 km. Estos eventos se corresponden con la zona sismogénica de la subducción. La otra familia comienza en superficie con inmersiones de unos 75° que van disminuyendo paulatinamente hasta los 30° en los 200 km de profundidad, es decir, comienzan siendo eventos de tipo normal, que en profundidad llegan a ser inversos. Este proceso está ligado a la deformación intralámينا de la placa subducente, de manera que al incrementarse la profundidad e incrementarse también el ángulo de esta placa disminuye el án-

3.7. Orientación de los ejes principales del Tensor Momento Sísmico

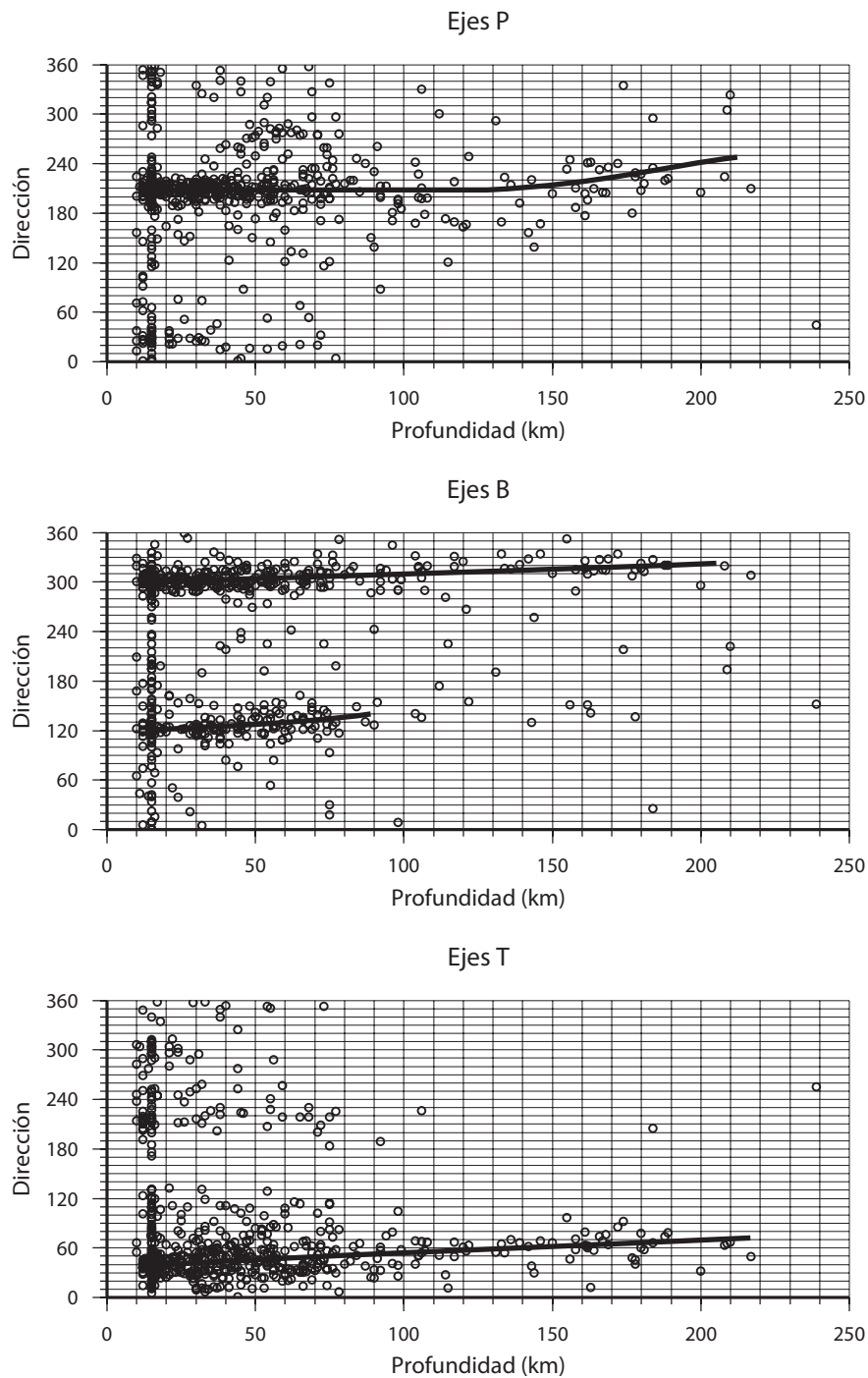


Figura 3.39: Gráficos de la relación profundidad - dirección para los tres ejes del TMS. Las líneas gruesas marcan las tendencias observadas.

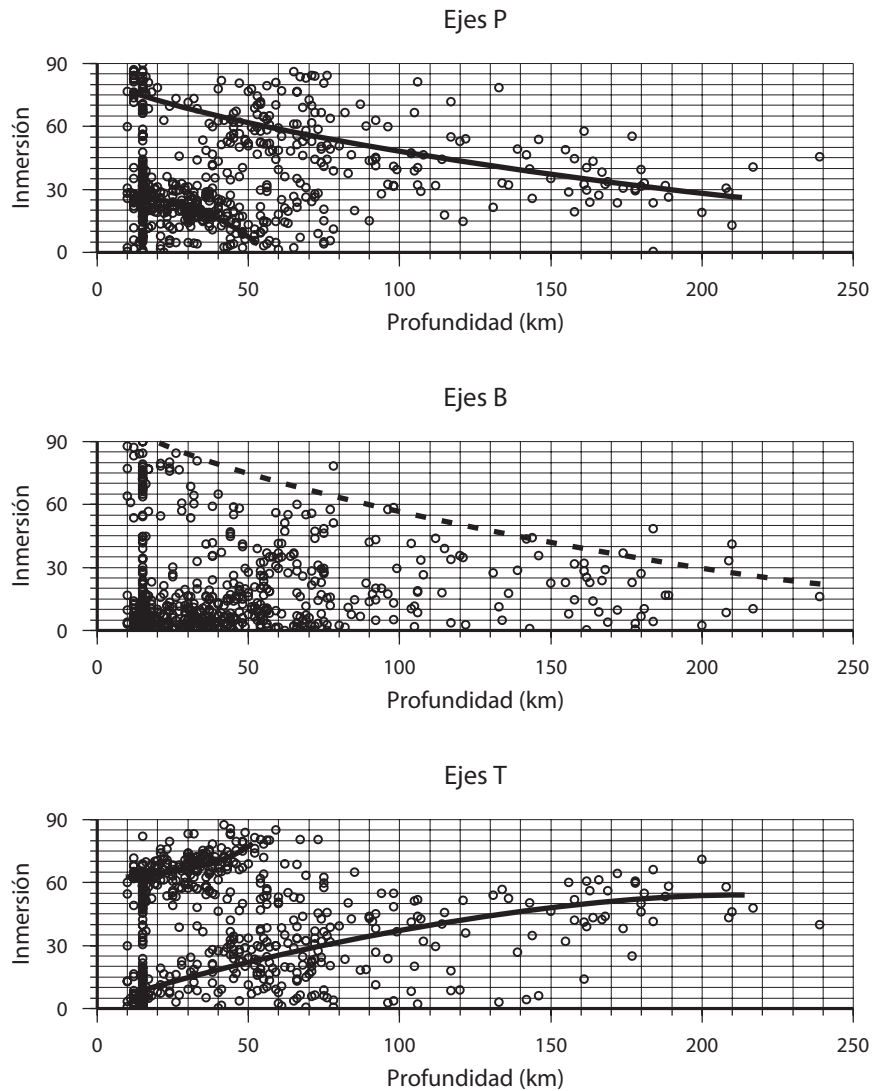


Figura 3.40: Gráficos de la relación profundidad - inmersión para los tres ejes del TMS. Las líneas gruesas marcan las tendencias observadas.

gulo del eje P, y por lo tanto, aumentará el ángulo del eje T. Esto último puede verse claramente en la Figura 3.40, inferior, donde la población equivalente de ejes T a la mencionada en ejes P, incrementan su inmersión desde los 5° en superficie a los 60° en profundidad. Al igual que en el caso de los ejes P, existe otra población, más abundante en superficie, asociada a los eventos de tipo inverso de la subducción. En este caso la inmersión va aumentando desde los 60° en superficie a los 85° a unos 50 km, donde esta población desaparece.

3.8. Discusión y conclusiones del análisis sismotectónico

A la hora de discutir la sismicidad desde un punto de vista tectónico en un área con la presencia de una zona de subducción debe hacerse una diferenciación inicial por profundidades. Aquellos sismos cuyas profundidades sean menores de 50 - 60 km estarán relacionados con la deformación cortical *sensu stricto*, con la interacción de placas litosféricas; mientras que los de mayores profundidades están relacionados con la deformación intralámina de la subducción y con interacciones de tipo físico - termodinámico con el manto astenosférico. De esta manera comenzaré discutiendo las características descritas en la sismicidad superficial y sus implicaciones tectónicas para luego pasar a las características de la subducción en profundidad. La sismicidad superficial, a su vez, la dividimos en aquella asociada a la interacción de la placa del Coco con las de Caribe y Norteamérica en su subducción, y la asociada a la deformación de las placas de Norteamérica y Caribe de manera independiente a la subducción. Empezaré por discutir el segundo grupo para centrarme después en la subducción.

La sismicidad superficial no relacionada con la subducción directamente está caracterizada por eventos de desgarre bastante puros que se alinean en dos zonas bien diferenciadas: el límite Norteamérica - Caribe y el Arco Volcánico Centroamericano. La primera de las alineaciones presenta eventos de desgarre siniestro con los planos nodales NE-SO como los responsables de los terremotos [Plafker, 1976; Kanamori y Stewart, 1978; Schwartz *et al.*, 1979; Lisowski y Thatcher, 1981; White, 1985; Young *et al.*, 1989; Rogers y Mann, 2007; Cox *et al.*, 2008]. En el arco volcánico sin embargo, las direcciones de las fallas responsables de los eventos son compatibles con ambos planos nodales, habiendo sido relacionados algunos eventos con los de dirección ONO - ESE [White y Harlow, 1993; Bommer *et al.*, 2002; Martínez-Díaz *et al.*, 2004] y otros, sobre todo en Nicaragua, con los NNE - SSO [Algermissen *et al.*, 1974; Dewey y Algermissen, 1974; Ward *et al.*, 1974; Harlow *et al.*, 1993; Cowan *et al.*, 2002; La Femina *et al.*, 2004]; de hecho en Nicaragua parece que la única familia de planos activa es esta última, subperpendicular a la fosa de subducción [La Femina *et al.*, 2002]. A pesar de que los eventos de desgarre puro son más frecuentes en estas zonas, tanto en el arco volcánico en Nicaragua, como en la zona de la transformante de la isla de Swan aparecen frecuentes eventos de desgarre con componente normal, lo que apoya la existencia de un estado de esfuerzos transtensivo tanto en el límite Norteamérica - Caribe [Rogers y Mann, 2007] como en el arco volcánico [Carr *et al.*, 2003; Cáceres *et al.*, 2005; Guzmán-Speziale *et al.*, 2005]. La sismicidad de desgarre del arco volcánico tiende a ser menos frecuente hacia el NO, desapareciendo hacia la teórica intersección con la falla de Chixoy - Polochic. Esto es indicador de la menor deformación que acomoda el arco volcánico hacia el oeste. Parte de la deformación que implica el movimiento relativo de la placa de Caribe respecto a la de Norteamérica y al bloque de proarco es absorbida por las estructuras de tipo normal de la zona de grábenes del bloque de Chortís, tal y como predicen

los modelos cinemáticos de la zona [Plafker, 1976; Lyon-Caen *et al.*, 2006; DeMets *et al.*, 2007].

La energía liberada por los desgarres del límite Norteamérica- Caribe es aproximadamente 7 veces mayor que la liberada por el arco volcánico, esto se debe a que la tasa de deformación del último es mucho menor que la del límite de placas, aunque los datos de GPS no muestren una diferencia tan grande [DeMets, 2001; Lyon-Caen *et al.*, 2006; DeMets *et al.*, 2007], y quizás también a la existencia de deformación asísmica (tipo *creep*) en el arco volcánico asociada al mayor flujo térmico presente. Entre ambas bandas de deformación por desgarre se encuentra la zona de grábenes de Honduras, cuya sismicidad está caracterizada por la exclusiva presencia de eventos de tipo normal muy puros con una dirección de extensión aproximadamente E-O (Figura 3.41). Esta dirección de los ejes T marca de manera aproximada la dirección de deriva de la placa de Caribe respecto a la de Norteamérica [DeMets *et al.*, 2007] y no sólo influye a los eventos de tipo normal del bloque de Chortís, si no que ejerce una influencia notable sobre los eventos de desgarre, de manera que tanto los eventos del límite Norteamérica - Caribe [Rogers y Mann, 2007] como los del arco volcánico [Guzmán-Speziale *et al.*, 2005] tienden a presentar ejes T de dirección aproximada E-O, sobre todo al alejarnos del punto triple difuso en torno al punto de intersección hipotética de las zonas de falla de Motagua - Polochic y del arco volcánico. Es hacia este punto triple donde las variaciones de dirección de los ejes P son mayores (Figura 3.41), llegando casi a situarse perpendiculares a la dirección de los ejes P en la fosa. Probablemente este cambio no obedece a una variación en las direcciones de los esfuerzos principales, si no que se debe a la presencia de una zona de debilidad muy marcada, el arco volcánico, que nuclea y condiciona la deformación (ver Figura 3.35, y la discusión al respecto) [Wyss *et al.*, 1992].

Continuando con la sismicidad somera, pero esta vez centrados en la zona de subducción, hemos visto cómo a lo largo de la fosa Mesoamericana encontramos variaciones en su comportamiento. Tanto en el área del Golfo de Tehuantepec, como frente a las costas Nicaragüenses, hacia la Península de Nicoya, encontramos acumulaciones de eventos muy someros en la parte exterior de la subducción (Figura 3.10). El carácter de estos eventos es de tipo normal y deben estar relacionados con la flexión de la placa del Coco al comenzar la subducción, al igual que el resto de eventos de tipo normal que orlan la fosa hacia su parte externa. Estos eventos presentan mayoritariamente ejes T perpendiculares a la fosa, marcando incluso la curvatura de la misma en superficie (ver Figura 3.36), y ejes P subverticales, poniendo en evidencia el buzamiento de unos 45° hacia la fosa, predominante en este tipo de fracturación [Ranero *et al.*, 2003]. Otra banda de sismicidad se asocia con la fosa de subducción, en este caso son eventos de tipo inverso con direcciones de los planos paralelos a ésta y buzamientos de subhorizontales en superficie a unos 35° a 50-60 km hacia la base de la zona sismogénica, marcando el incremento de inclinación de la placa subducente, bastante similar a lo largo de toda la fosa (Figura 3.15). La dirección de los ejes P en estos eventos se mantiene aproximadamente constante en toda la fosa, con

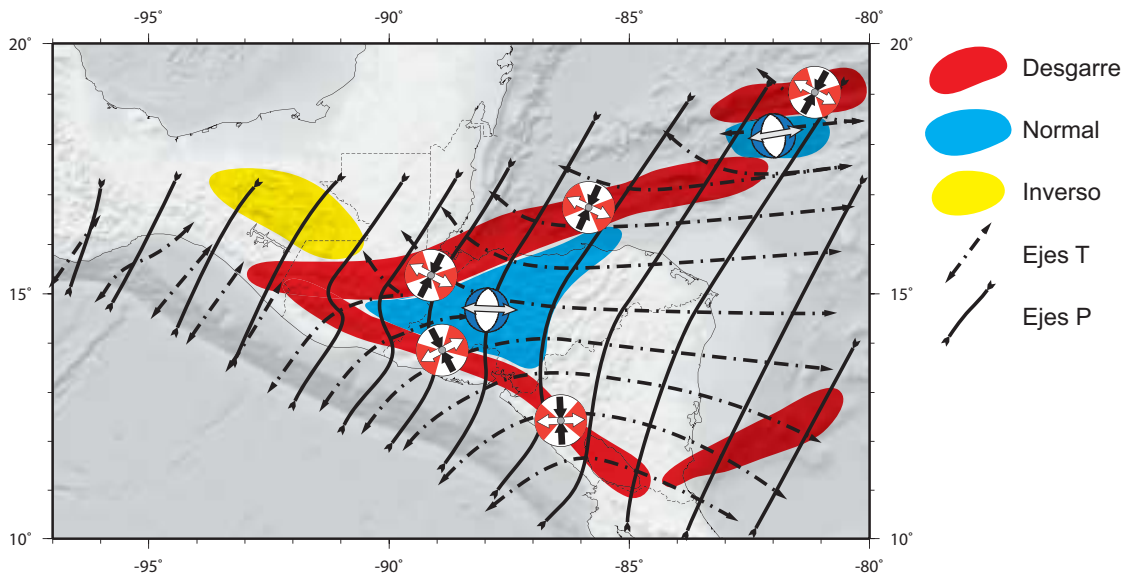


Figura 3.41: Esquema idealizado de la distribución de orientaciones de los ejes T y P de los TMS para la sismicidad somera (<50 km). Las zonas sombreadas marcan el régimen tectónico predominante.

valores de entre N195° y 225° , formando un ángulo de entre 10° y 20° con la dirección de convergencia de las placas del Coco y Caribe [DeMets, 2001]. Esta diferencia ha llevado a diversos autores a proponer la existencia de partición del deslizamiento entre la fosa y los desgarres del arco volcánico [McCaffrey, 1996; DeMets, 2001] , aunque es quizás demasiado pequeña para dar lugar a estas zonas de desgarre por sí sola [McCaffrey, 1992] y en cualquier caso necesaria de la presencia de una zona de debilidad importante en la que nuclear la deformación sin demasiada resistencia [Jarrard, 1986]. A pesar de esta aparente homogeneidad en los eventos de falla inversa a lo largo de la fosa, existen dos subfamilias de eventos inversos cuyos ejes P difieren. Por un lado, hacia el Golfo de Tehuantepec y Chiapas los ejes P se disponen más N-S, mientras que hacia El Salvador y Nicaragua se disponen con direcciones más NE-SO (Figura 3.37). Estas diferencias deben estar relacionadas con variaciones en la dirección de convergencia entre la placa del Coco y las placas de Norteamérica y Caribe. El cambio de tendencia se sitúa aproximadamente frente a las costas de Guatemala, en el área en que se podría situar un hipotético punto triple.

Junto a estos eventos de tipo inverso, aparecen una serie de eventos con componente de desgarre importante en estas profundidades, pero al aparecer también otros de características similares a mayor profundidad estos deben relacionarse con procesos de deformación intralámina o placa - manto y los discutiré más adelante. En la interacción entre las placas subducente y obducente el tipo de mecanismo de deformación imperante es el de tipo inverso y es un reflejo del acoplamiento de ambas placas. Cuanto menor sea el acoplamiento, la cantidad de deformación asísmica será mayor y por lo tanto la cantidad de

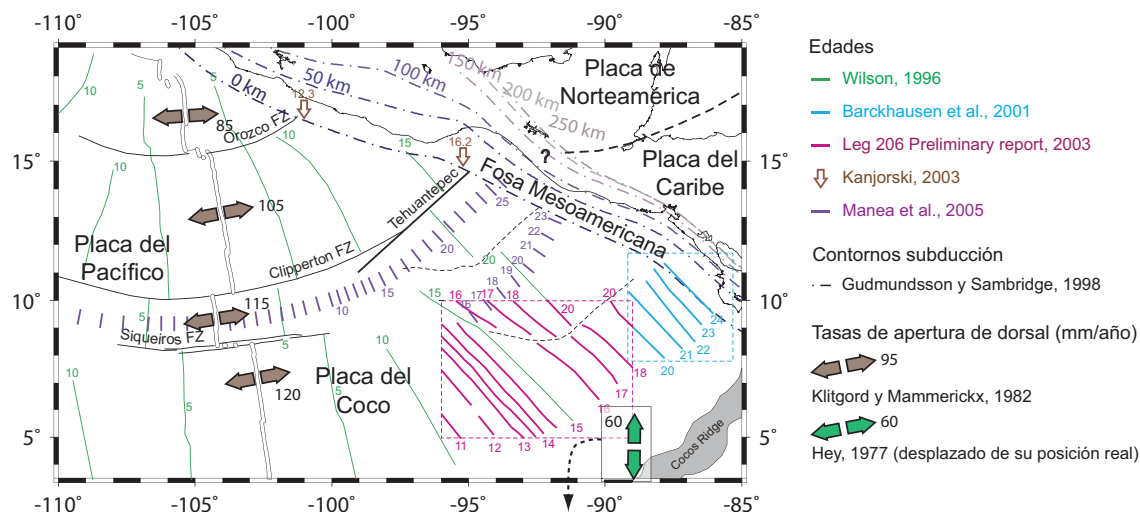


Figura 3.42: Mapa de características de la corteza oceánica y la subducción. Aparecen las edades de la corteza oceánica [Wilson, 1996; Barckhausen et al., 2001; O. D. P., 2003; Kanjorski, 2003; Manea et al., 2005], las tasas de apertura de las dorsales [Klitgord y Mammerickx, 1982; Hey, 1977] y la geometría aproximada de la subducción [Gudmundsson y Sambridge, 1998].

terremotos será menor, el razonamiento inverso es igual de válido, a mayor acoplamiento mayor cantidad de eventos. La subducción de la placa del Coco bajo la del Caribe se caracteriza por tener un nivel de acoplamiento bajo [Pacheco et al., 1993] que queda reflejado en una liberación de momento sísmico menor de la esperable para las velocidades de las placas implicadas [Guzmán-Speziale y Gómez-González, 2006] y una deformación de la placa superior también menor [Lyon-Caen et al., 2006]. A pesar de contar con tan sólo 30 años de catálogo de mecanismos focales, y a riesgo de cometer un error por imprudencia, se pueden extraer algunas conclusiones acerca de las características del acoplamiento a lo largo de la fosa Mesoamericana. Teniendo en consideración la cantidad de momento sísmico liberado en forma de eventos de tipo inverso, podemos decir que la subducción en la zona de Guatemala estará más acoplada que en el resto de la fosa. También hacia el extremo oriental de la fosa en Nicaragua parece haber mayor cantidad de liberación de momento sísmico de tipo inverso, coincidiendo con un cambio en el patrón de la corteza oceánica y en su edad (Figura 3.42). De manera inversa, la zona con menor liberación de energía por falla inversa se sitúa frente a las costas de El Salvador y el Golfo de Fonseca, donde además la liberación de energía en forma de fallas normales parece mayor. Si aceptamos que en esta zona el acoplamiento de las placas es muy bajo, entonces la resistencia del contacto será baja, y por lo tanto la oposición a las fuerzas del tirón de la placa subducente (Figuras 3.44 y 3.47). Esto provocará que los esfuerzos de flexura en esta zona actúen con mayor intensidad provocando una mayor liberación de momento sísmico de tipo normal [Conrad y Lithgow-Bertelloni, 2004].

En torno a los 50 - 60 km se encuentra la transición entre la zona sismogénica del contacto entre placas y el contacto placa subducente manto astenosférico. Este límite lo suele marcar la temperatura de 350 - 400°C, a partir de los 450°C la deformación interplaca pasa a ser dúctil [Stern, 2002], teniendo únicamente lugar eventos intralámينا al mantener ésta una menor temperatura que el entorno mantélico (Figura 3.43A). Por debajo de este límite hay una disminución muy importante del número de eventos de tipo inverso, predominando los eventos de tipo normal por deformación intralámينا. Estos últimos comienzan a cobrar importancia a partir de los 40 km y se mantienen en una proporción importante hasta los 80 km (Figura 3.18). Esta sismicidad intralámينا está provocada en parte por la deshidratación de la corteza oceánica al subducir [Raleigh y Paterson, 1965; Peacock, 2001; Zhang *et al.*, 2004], reactivando algunos de estos eventos las fallas de tipo normal generadas en la flexión de la placa al subducir, que con la nueva inclinación pasan a tener buzamientos subverticales [Christova y Scholz, 2003; Warren *et al.*, 2008]. Por debajo de esta profundidad los eventos, normales o inversos a mayor profundidad, se caracterizan por presentar unos ejes T alargados a favor de la placa subducente (Figura 3.43), generando unos planos nodales en el TMS verticales o subhorizontales. Para Warren *et al.* [2008], a partir de los 85 km en la subducción Mesoamericana, de manera similar a lo que observan en Tonga, los planos verticales, reactivados de la flexión de la placa, dejan de ser activos para pasar a nuclearse la deformación en planos horizontales, siendo estos generados por las condiciones de presión en el manto más que por factores puramente tectónicos. Sin embargo, para Ranero *et al.* [2005] estos mecanismos focales son generados por la reactivación de la fábrica de la corteza oceánica, y no por fallas neoformadas, dado que la dirección de los planos de los TMS no coinciden con la de la orientación de la placa subducente y sí con la orientación de las fallas preexistentes. En cualquiera de los dos casos el tensor de deformación indicaría una extensión predominante en la dirección de la placa subducente en estos eventos intermedios, coincidiendo con lo observado en otras zonas de subducción [Isacks y Molnar, 1971; Christova *et al.*, 2004]. Esta extensión uniaxial la marcan tanto la inmersión de los ejes T (Figura 3.36) como la perpendicular a esta de los ejes P (Figura 3.37). La orientación de los ejes P perpendiculares a la placa, subperpendiculares a profundidades por encima de 120 km, puede marcar una dirección de esfuerzos debidos a las fuerzas de anclaje del manto en oposición al movimiento de la placa subducente [Scholz y Campos, 1995; Christova *et al.*, 2004; Heuret y Lallemand, 2005].

Entre 40 y 100 km de profundidad aparecen una serie de eventos de desgarre que presentan uno de los ejes principales paralelos a la dirección de la subducción. Hacia el golfo de Tehuantepec predominan eventos en los que el eje T se situa paralelo a la subducción, al igual que en El Salvador y Golfo de Fonseca. En la zona de Guatemala - Chiapas aparecen eventos con el eje T paralelo hacia el sur y eventos con el eje P paralelo hacia el norte. Atendiendo a las características de los planos, los eventos con el eje T paralelo a la subducción presentan planos subparalelos a la subducción diestros y perpendiculares si-

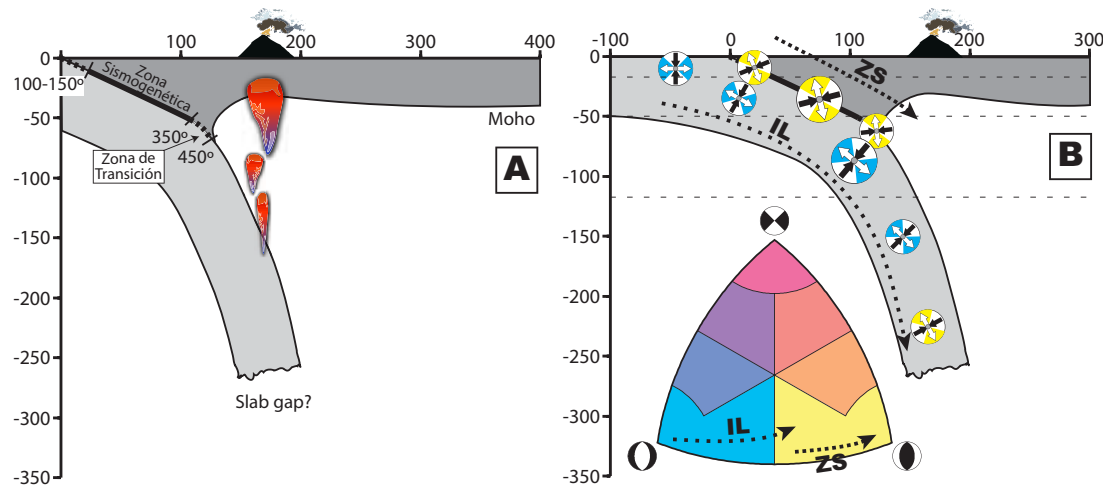


Figura 3.43: Esquema de la subducción en Centroamérica. A) Esquema geodinámico de la zona de Wadati - Benioff. La estructura litosférica es una idealización de la propuesta en otros trabajos [Kim *et al.*, 1982; Byrne *et al.*, 1988; Rogers *et al.*, 2002; González *et al.*, 2007; MacKenzie *et al.*, 2008]. B) Distribución y orientación de los mecanismos focales relacionados directamente con la subducción en el contexto de la zona de Wadati - Benioff y diagrama de clasificación de éstos. Nótese como el cambio de evento de tipo normal a inverso en profundidad se debe a la variación en la inclinación de la placa. ZS: trayectoria de variación con la profundidad de las inmersiones de los eventos interplaca de la zona sismogénica; IL: trayectoria de la variación de las inmersiones con la profundidad de los eventos intralámينا.

niestros, mientras que los que presentan el eje P paralelo tienen planos diestros perpendiculares a la placa litosférica y siniestros paralelos. Al aparecer a profundidades intermedias estos eventos, hay que descartar una posible influencia en esta deformación del proceso colisional superficial. De manera análoga a los eventos normales intralámينا, algunos autores [Guendel y Protti, 1998; Ranero *et al.*, 2005] explican estos eventos como reactivaciones de estructuras heredadas de la fábrica de la corteza oceánica, sin embargo en la subducción de la placa del Coco bajo la de Caribe este tipo de estructuras secundarias no están presentes y sólo aparecen las fracturas paralelas a la fosa [Ranero *et al.*, 2005]. Si asumimos estos planos como los causantes, los esfuerzos responsables deben ser diferentes a los del tirón de la placa, ya que estos generan los eventos con el eje T perpendicular a la subducción como se ha descrito más arriba. Otra opción sería que los planos responsables de los eventos fueran los perpendiculares a la subducción, a modo de fallas de rasgado. La mayor acumulación de eventos de desgarre se alinea en dirección NE - SO, coincidiendo con una posible segmentación de la subducción, el límite entre la zona de El Salvador - Nicaragua y la zona de Guatemala - Chiapas. El salto entre ambas zonas es de tipo siniestro, sin embargo los planos de los eventos perpendiculares a la placa, posibles causantes

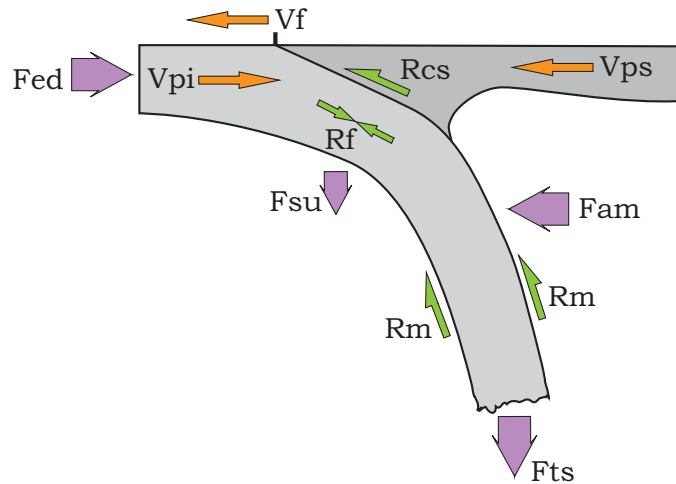


Figura 3.44: Relación de fuerzas presentes en la subducción a partir de *Carlson et al.* [1983], *Scholz y Campos* [1995], *Bellahsen et al.* [2005], *Heuret y Lallemand* [2005] y *Doglioni et al.* [2007]. Las flechas moradas marcan fuerzas: Fed, fuerza de empuje de la dorsal; Fsu, fuerza de succión; Fam, fuerza de anclaje del manto; Fts, fuerza de tirón de la subducción. Las flechas verdes marcan fuerzas resistivas: Rcs, resistencia del contacto de la subducción; Rf, resistencia a la flexión; Rm, resistencia del manto. Las flechas naranjas marcan velocidades de movimiento: Vpi, velocidad de la placa inferior; Vps, velocidad de la placa superior; Vf, velocidad de la fosa.

del desplazamiento, son diestros. Esta hipótesis es la defendida por *Guendel y Protti* [1998] para una segmentación en la litosfera subducente bajo la Península de Nicoya (contorsión brusca de Quesada), que sin embargo, a pesar de mostrar un desplazamiento de tipo siniestro, presenta sismicidad de tipo diestro en los planos NE - SO [Guendel y Protti, 1998]. En caso de aceptar este mecanismo como responsable de estos eventos debería tener lugar en los planos NO - SE siniestros de manera distribuida. Sin embargo, esta hipótesis no podría explicar los eventos de desgarre no relacionados con esta posible falla de desgarro y que se distribuyen a lo largo de la placa subducente. Asumiendo entonces los planos paralelos a la placa como causantes de los eventos debe existir una fuente de esfuerzos diferente a la del tirón de la placa capaz de generar estos eventos. En la Figura 3.44 se muestran las fuerzas implicadas en el sistema. Junto al tirón debido a la gravedad existen al menos otro par de fuerzas que pueden actuar sobre la placa, la fuerza de resistencia del manto y la fuerza de anclaje. La resistencia del manto ejerce una fuerza en la misma dirección que la inmersión de la placa subducente, de manera que es poco probable que sea capaz de generar esfuerzos paralelos a la placa. Por otro lado la fuerza de anclaje podría generar esfuerzo normal a la placa, de manera que quizás podría explicar la ocurrencia de los eventos con el eje T en la dirección de la placa, sin embargo no podría explicar aquellos con el eje P en esta dirección. El manto podría generar algún

otro tipo de esfuerzos menos habituales, como por ejemplo flujo del manto astenosférico paralelo a la subducción. Este flujo ha sido descrito en la zona de subducción Mesoamericana, entrando manto astenosférico por una ventana en la placa subducente situada hacia Costa Rica [Abratis y Wörner, 2001]. Este manto estaría fluyendo hacia el NO [Hoernle et al., 2008]. Si este flujo fuera capaz de generar esfuerzos suficientes sobre la placa daría lugar a eventos de desgarre siniestros en los planos con direcciones paralelas a la placa, sin embargo no todos los eventos presentan el mismo tipo de deformación y gran parte la presentan diestra en estos planos. Como se ha mostrado, esta subducción presenta pequeñas variaciones a lo largo de la fosa en cuanto a la sismicidad generada y también en su geometría, llegando a plegarse en la zona del Golfo de Tehuantepec [Ponce et al., 1992; Bravo et al., 2004] y hacia el límite Nicaragua - Costa Rica [Guendel y Protti, 1998]. Este tipo de plegamientos litosféricos han sido descritos en otras zonas de subducción como generadores de eventos intralámina de tipo desgarre [Cardwell y Isacks, 1978; Coudert et al., 1981] y son comunes a todas las subducciones, prevaleciendo sobre las fallas de rasgado [Burbach y Frohlich, 1986]. En la Figura 3.45 se muestra una idealización del pliegue litosférico que da paso de la zona de Oaxaca a la de Chiapas. Este plegamiento genera esfuerzos de flexión en la litosfera subducida, de manera que en las partes internas de los pliegues se generan esfuerzos compresivos y en las externas distensivos, al estar la placa buzando hacia el norte estos eventos en lugar de tener carácter normal o inverso tienen carácter de desgarre con componente normal o inverso o bien, con un menor buzamiento de la placa, como ocurre hacia la zona de Oaxaca, normales o inversas con componente de desgarre. Sin embargo, en lugar de presentar los ejes T y P perpendiculares a la fosa, los presentarán subparalelos. Este tipo de eventos son evidentes en la zona del Golfo de Tehuantepec, donde abundan los eventos normales y normales con componente de desgarre y ejes T subparalelos a la fosa.

En la Figura 3.46 se muestra la geometría aproximada del plegamiento de la placa litosférica del Coco en su subducción. Las bandas de diferentes colores muestran la distribución de eventos en diferentes profundidades. El plegamiento presente en superficie, con las variaciones de dirección de la fosa, se continua en profundidad, incluso más marcado, por debajo de los 50 km, una vez liberada la placa subducente de la interacción con la obducente. La placa del Coco en su subducción bajo la Norteamericana y la de Caribe muestra tres plegamientos con ejes subparalelos, el mayor marca el límite entre la subducción en Oaxaca y la subducción en Chiapas, es el descrito pliegue del golfo de Tehuantepec [Ponce et al., 1992; Bravo et al., 2004], convexo hacia el norte. En la zona de Guatemala existe un pliegue cóncavo hacia el norte que da paso a un pliegue convexo hacia el norte en la zona de El Salvador - Golfo de Fonseca, donde se produce un cambio de dirección importante en la fosa. Estos pliegues explican la presencia de los eventos de desgarre intralámina en la litosfera subducida [Burbach y Frohlich, 1986], como muestra el esquema de la Figura 3.46. La alta concentración de eventos de desgarre en la zona de Guatemala - El Salvador podría deberse a

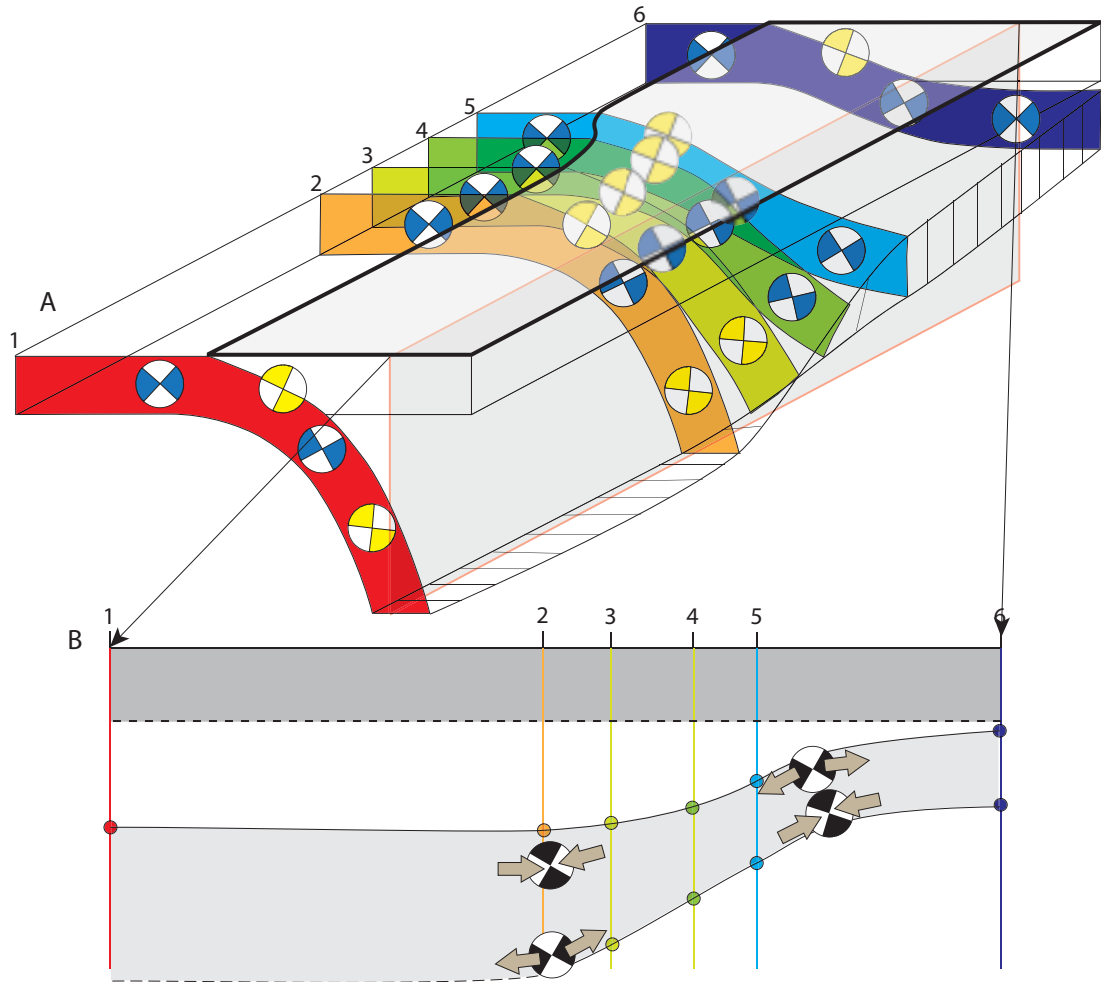


Figura 3.45: Representación idealizada de la transición entre la zona de subducción de Oaxaca y la de Guatemala - Chiapas. A) Esquema 3D mostrando la geometría aproximada de la subducción y la sismicidad interplaca e intralámينا asociada al tirón gravitacional de la placa. El plano gris vertical que corta los perfiles es la situación del esquema presentado en B. B) Perfil longitudinal a la subducción en el que se muestra el plegamiento de la placa litosférica y la sismicidad asociada a los esfuerzos generados por el mismo.

la presencia de un inicio de rasgado en la placa a favor de planos NO - SE, o simplemente a una mayor concentración de la deformación.

Típicamente se defiende la relación existente entre la edad de la placa subducente y las características generales de la subducción. Así, placas litosféricas viejas, con corteza fría y densa tenderán a subducir con ángulos altos y darán lugar a una tectónica extensiva trasarco con ausencia de grandes terremotos interplaca; mientras que las placas jóvenes, con litosferas menos densas y más finas, tenderán a flotar y por tanto a dar lugar a subducciones de bajo ángulo con un alto grado de acoplamiento [Jarrard, 1986; Stern, 2002], tectónica muy

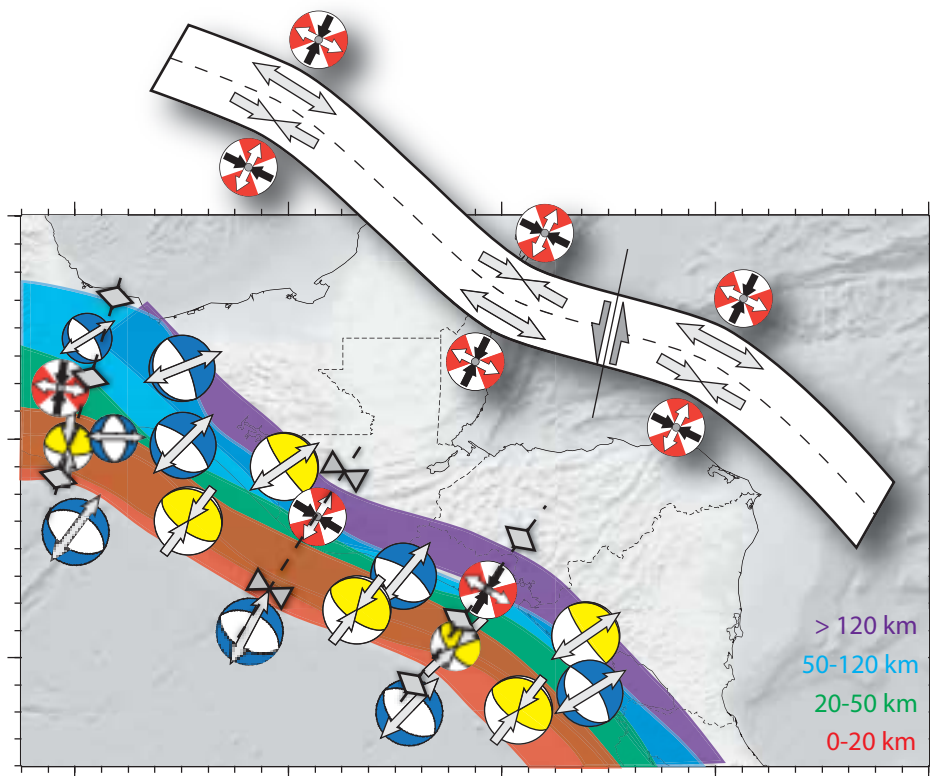


Figura 3.46: Esquema mostrando la geometría ondulada de la zona de subducción. Las bandas de color representan la nube de eventos entre las profundidades indicadas en la leyenda. Se muestran los tipos de evento representativos en cada parte de la subducción así como los ejes de los pliegues litosféricos deducidos. En la parte superior se muestra un esquema del modelo mecánico de flexura y la distribución de esfuerzos teórica responsable de los eventos de desgarre intralámينا.

compresiva y con grandes terremotos interplaca. Sin embargo, esta relación no es la que aparece en la subducción centroamericana, ya que una corteza joven, <25 Ma (Figura 3.42) subduce con un alto ángulo bajo la placa de Caribe y con un grado de acoplamiento bajo [Pacheco *et al.*, 1993; Lyon-Caen *et al.*, 2006]. En México, como hemos visto, la subducción presenta un ángulo más bajo en la zona de Oaxaca, pero este ángulo aumenta hacia el oeste, hacia Jalisco, donde la placa subducente es más joven, de manera que tampoco en la subducción mexicana observamos la relación mencionada [Pardo y Suárez, 1995]. En los últimos años sin embargo, las conclusiones de diversos estudios apuntan hacia una mayor importancia de los movimientos relativos de los bloques implicados en la subducción que de la edad de la placa subducente [Conrad y Lithgow-Bertelloni, 2004; Cruciani *et al.*, 2005], o en cualquier caso a la inexistencia de una relación simple global debido a la cantidad de factores implicados en el proceso de subducción [Billen y Hirth, 2007].

3.8. Discusión y conclusiones del análisis sismotectónico

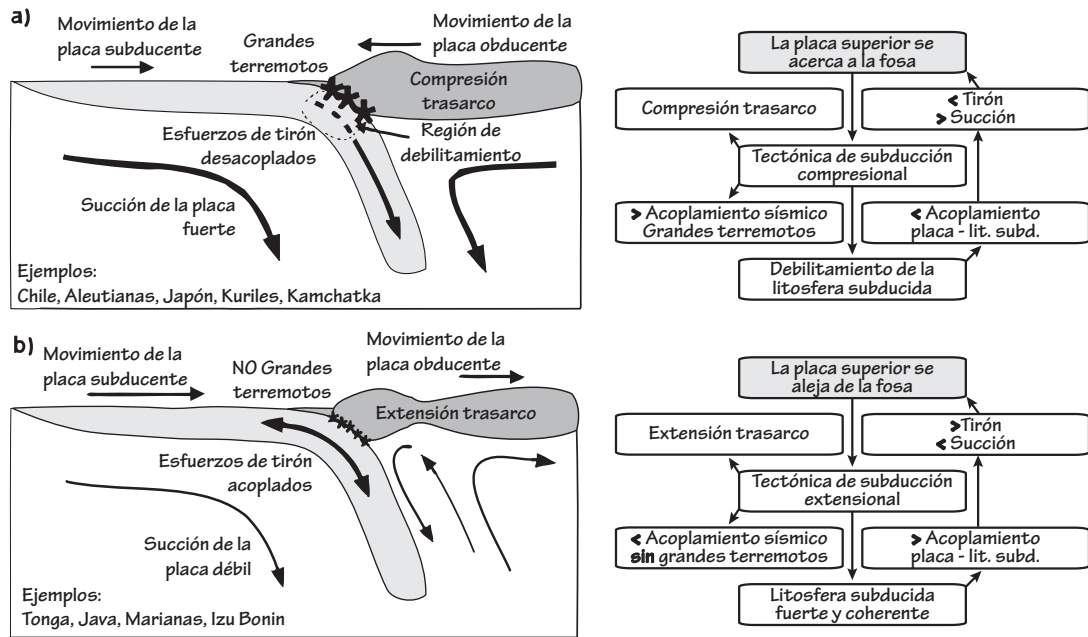


Figura 3.47: Esquema mostrando los tipos extremos de subducción, tipo Chile (a) y tipo Marianas (b) definidos por Uyeda y Kanamori [1979], modificados por Conrad et al. [2004]. A la derecha se presentan diagramas de flujo mostrando las inter-relaciones entre las diferentes propiedades de ambos tipos de subducción.

De manera general parece que las zonas de subducción que presentan alto grado de acoplamiento son aquellas cuyas placas suprayacentes se encuentran en acercamiento a la fosa, mientras que las zonas de subducción con bajo acoplamiento son aquellas en las que existe una apertura trasarco y por tanto la placa suprayacente se aleja de la fosa [Uyeda y Kanamori, 1979; Pacheco et al., 1993; Conrad et al., 2004; Heuret y Lallemand, 2005; Lallemand et al., 2005; Doglioni et al., 2007] (Figura 3.47). En el caso de la fosa Mesoamericana, la extensión trasarco aparece fundamentalmente en la zona occidental del bloque de Chortís, en el trasarco de la parte sureste de Guatemala y en El Salvador, hasta el Golfo de Fonseca. La dirección de extensión, en lugar de ser perpendicular a la fosa, lo que daría lugar a un típico graben paralelo a la fosa, es subparalela, de manera que genera grábenes de dirección N-S, debido al movimiento hacia el este del bloque de Chortís relativo al bloque de proarco y a la fosa [DeMets, 2001; Lyon-Caen et al., 2006; DeMets et al., 2007]. Esta extensión trasarco no aparece en la zona de Guatemala - Chiapas, donde en lugar de extensión aparece una zona de relieve muy elevado, y en la zona norte de Chiapas un cinturón de pliegues y cabalgamientos que presenta eventos de tipo inverso. Siguiendo hacia el NO, en la subducción en la zona de Oaxaca, la placa superior, la Norteamericana, cabalga sobre la placa del Coco produciendo una subducción de bajo ángulo y acoplamiento alto. La diferencia entre ambas partes de la subducción viene determinada por las diferencias de movimiento de las placas obducentes [Uye-

da y Kanamori, 1979; Burbach et al., 1984]. Tras el arco de Nicaragua no parece existir ningún tipo de deformación activa, aunque la abundancia de eventos de desgarre con componente normal en el arco muestra el estado de esfuerzos transtensivo presente.

Tanto en El Salvador como en Nicaragua, parece existir un alejamiento de la placa suprayacente de la fosa, aunque este es muy leve debido a la alta oblicuidad del movimiento del bloque de Chortís respecto al bloque de proarco. En la zona de Guatemala este alejamiento deja de existir y parece que podría haber cierto acercamiento de la placa suprayacente, en este caso la placa Norteamericana, hacia la fosa.

Según el diagrama de flujo de inter-relaciones propuesto por Conrad y Lithgow-Bertelloni [2004] (Figura 3.47) y lo discutido por diferentes autores [Uyeda y Kanamori, 1979; Scholz y Campos, 1995] en la zona de subducción Mesoamericana tendríamos la zona de Guatemala con un mayor acoplamiento, y por tanto más generación de eventos de tipo inverso y capacidad de generar mayores terremotos, y la zona de El Salvador con menor acoplamiento. En Nicaragua parece existir un acoplamiento bajo, aunque hacia el sureste, hacia la península de Nicoya las características de la placa subducente varían y pueden influir en el cambio de sismicidad descrito. Es decir, en la zona de Guatemala tendríamos una subducción levemente compresiva, mientras que en El Salvador y en Nicaragua sería levemente extensiva. Esta variación del carácter a lo largo de una fosa ya ha sido descrito, encontrando una relación directa con las tasas de acercamiento o alejamiento de las placas implicadas en la subducción [Scholz y Campos, 1995].

Estas variaciones a lo largo de las fosas frecuentemente no son tenidas en consideración en los estudios globales, de manera que la fosa Mesoamericana suele ser considerada como un todo desde Jalisco hasta Costa Rica, con suerte se hacen subdivisiones básicas con dos zonas, México y Centroamérica, y en los mejores casos, la zona centroamericana es dividida, separando la subducción de Costa Rica del resto. Aun así, la diferencia de subducción entre las zonas de Guatemala - Chiapas y El Salvador - Nicaragua no suele ser tenida en cuenta, a pesar de las evidentes diferencias en sismicidad, geomorfología y tectónica.

Capítulo 4

Modelo de elementos finitos del estado de esfuerzos y deformación litosférica del norte de Centroamérica

4.1. Introducción al modelado por el método de los elementos finitos

Para definir lo que entendemos por un modelo de elementos finitos emplearé un párrafo tomado literalmente de unos de los libros que forman la base de la metodología, «The Finite Element Method» escrito por Zienkiewicz [1977] en el que nos introduce al concepto:

"The limitations of human mind are such that it cannot grasp the behaviour of its complex surroundings and creations in one operation. Thus the process of subdividing all systems into their individual components or «elements», whose behaviour is readily understood, and then rebuilding the original system from such components to study its behaviour is a natural way in which the engineer, the scientist, or even the economist proceeds."

Es decir, un modelo de elementos finitos es la subdivisión de un sistema complejo en un número determinado (finito) de elementos cuyo comportamiento conocemos y a partir de los cuales tratamos de reconstruir el sistema original para entender mejor su funcionamiento. Esta definición sencilla implica lo que en términos matemáticos se define como discretización de un medio continuo. Esta discretización puede abordarse de diferentes maneras. Una solución normalmente adoptada por los matemáticos es el uso de técnicas aplicables directamente a las ecuaciones diferenciales que gobiernan el problema, como es la metodología de las diferencias finitas. Por otra parte los ingenieros desarrollan métodos quizás más intuitivos, en los que modelan análogos físicos de una

4.2. Configuración del modelo y restricciones iniciales

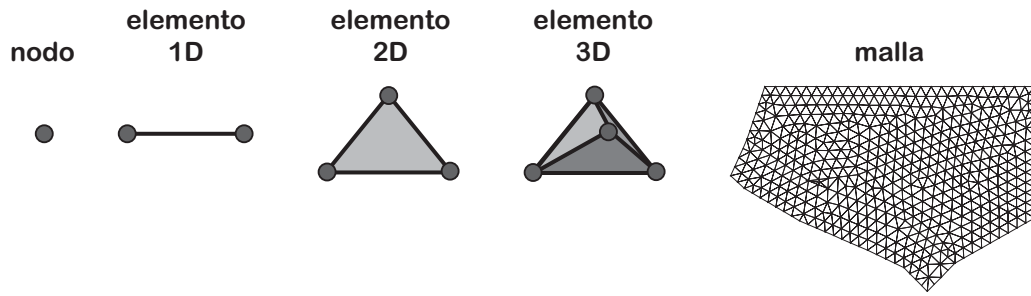


Figura 4.1: Bases geométricas constituyentes de un modelo de elementos finitos.

realidad «continua» a partir de elementos «discretos», un ejemplo es la metodología de los elementos finitos. Un sistema discreto se compone básicamente de nodos unidos entre si formando una malla de elementos monodimensionales, bidimensionales o tridimensionales con una distribución espacial cualquiera (Figura 4.1). Tanto a los nodos como a los elementos que forman se les pueden definir sus características físicas sean cuales sean, desde propiedades electromagnéticas a térmicas, pasando evidentemente por las mecánicas. En función del tipo de sistema objeto de estudio se deberán definir las relaciones existentes entre los componentes (nodos y elementos) a partir de ecuaciones que definan el comportamiento de estos. En nuestro caso el sistema que estudiamos es la deformación y el estado de esfuerzos de un volumen con comportamiento mecánico elástico ante la aplicación de unas fuerzas determinadas sobre algunos de los nodos del sistema. Así, debemos definir las características elásticas de los materiales de los que se compone el volumen, principalmente el módulo de Young y el coeficiente de Poisson. Sabiendo que las leyes que gobernarán el sistema serán aquellas que relacionan la aplicación de fuerzas con el desplazamiento de los nodos, la de este desplazamiento con la deformación y la de la deformación con el esfuerzo.

4.2. Configuración del modelo y restricciones iniciales

El modelo numérico que presentamos se basa en los modelos tectónicos discutidos en el Capítulo 1, se trata de estudiar las interacciones mecánicas, la deformación y el esfuerzo de tres bloques tectónicos principales. Estos bloques representan la placa litosférica norteamericana, el bloque de Chortís (placa litosférica del Caribe) y el bloque de proarco de la fosa mesoamericana (Figura 4.2). Los límites entre estos bloques, que se describirán en las siguientes secciones, son: la zona de falla de Motagua-Polochic-Isla de Swan entre el bloque de Chortís y la placa de Norteamérica y la zona de debilidad del arco volcánico Centroamericano entre el bloque de Chortís y el bloque de proarco.

El modelado se ha realizado utilizando el programa comercial de modelado

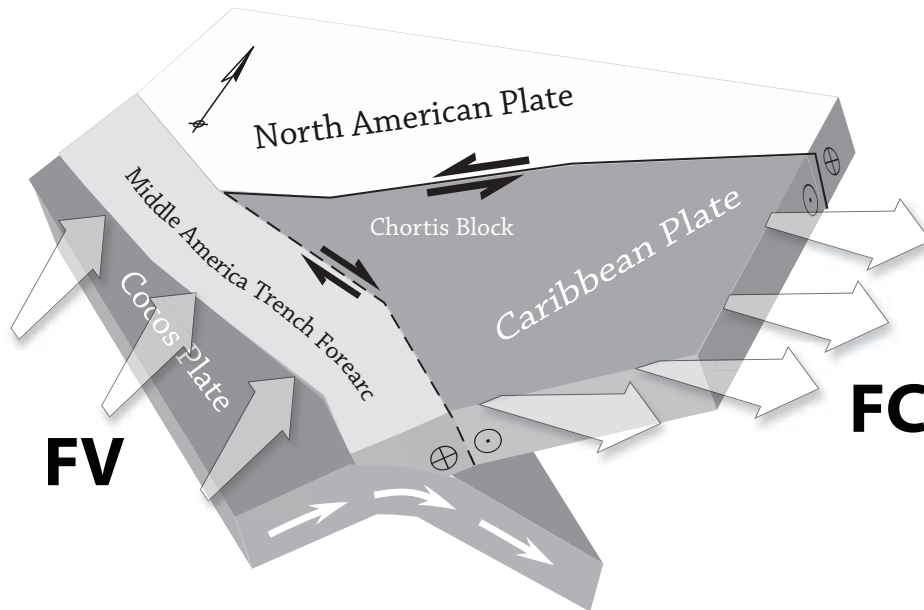


Figura 4.2: Esquema conceptual del modelo de estudio.

por elementos finitos ANSYS® (ANSYS, Inc.). Se compone de 20238 elementos triangulares de membrana («thin-shell») con comportamiento elástico que comprenden 10432 nodos (Figura 4.3). Se ha adoptado un espesor de la litosfera para el modelo de 100 km, aunque es necesario reseñar que este valor solo es utilizado como referencia a la hora de hacer los cálculos y no debe otorgársele más importancia y sentido físico. Las propiedades elásticas utilizadas han sido: un módulo de Young de 7×10^{10} Pa y un coeficiente de Poisson de 0.25, valores representativos de la reología media de la litosfera (valores típicos utilizados en este tipo de modelos [Wortel y Cloetingh, 1981; Bertoluzza y Perotti, 1997; ten Veen y Meijer, 1998; Lesne et al., 1998; Kurz et al., 2003]). Para la zona de debilidad del arco volcánico se ha usado principalmente como módulo de Young 7×10^9 Pa. Esta resistencia un orden de magnitud menor permite introducir numéricamente la zona de debilidad del arco volcánico [Plafker, 1976; Guzmán-Speziale et al., 2005] de manera similar a la utilizada en otros trabajos [Meijer y Wortel, 1996; Pauselli y Federico, 2003]. El mallado se ha extendido lo suficiente en sus límites estáticos (norte y este del bloque que representa la placa de Norteamérica) para evitar efectos de borde que pudieran contaminar los resultados. El límite sur del modelo es la zona de contacto entre la placa de Sudamérica y la placa de Caribe. No es objeto de este trabajo investigar sus relaciones con la deformación de Caribe, no obstante, nuestra zona de interés está lo suficientemente alejada de este borde como para evitar las interferencias de otras posibles fuerzas actuando aquí. Aun así podríamos tener cierta contaminación en la zona del límite sureste del bloque de Chortís, donde aparece la cordillera costarricense, sin embargo, la deformación en esta cordillera parece deberse principalmente a compresión NE-SO [Protti y Schwartz, 1994; Kolarsky et al., 1995; Marshall et al., 2000; Trenkamp

4.2. Configuración del modelo y restricciones iniciales

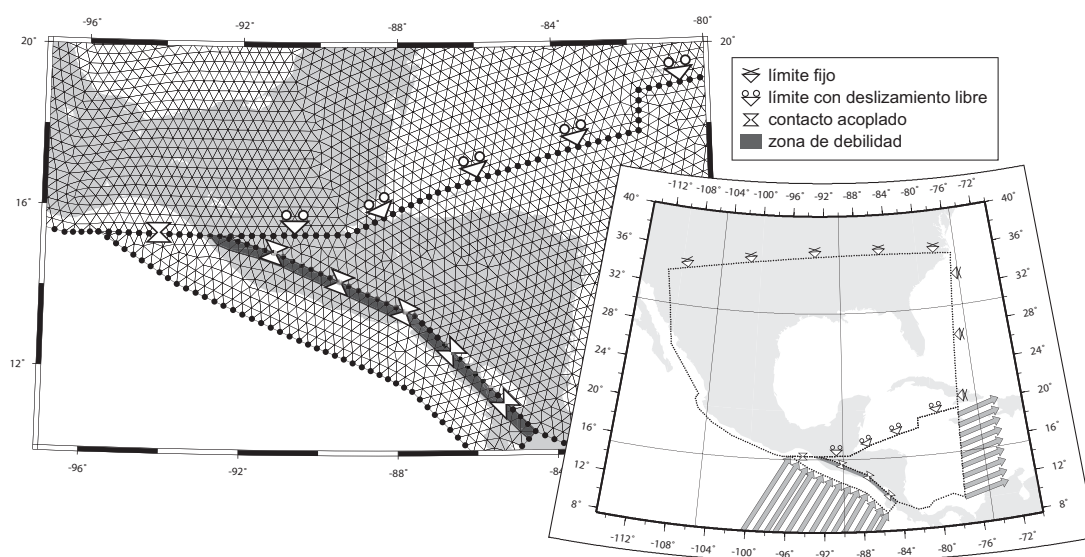


Figura 4.3: Malla de elementos utilizada en el modelo.

et al., 2002; Fisher *et al.*, 2004] por lo que el efecto de presión lateral con influencia sobre la zona nicaragüense del arco volcánico debe ser mínimo.

Fuerzas asociadas a la subducción de la placa del Coco bajo la del Caribe

En una zona de subducción la principal fuerza actuante sobre la placa suprayacente es aquella debida al empuje de la placa subducente en su movimiento relativo [Uyeda, 1982; Scholz y Campos, 1995; Conrad y Lithgow-Bertelloni, 2004; Conrad *et al.*, 2004; Christova *et al.*, 2004]. Ambas placas están acopladas en mayor o menor medida en función del movimiento relativo entre ellas y las características de la zona en que entran en contacto [Uyeda, 1982; Ruff y Kanamori, 1983; Furukawa, 1999; Conrad y Lithgow-Bertelloni, 2004; Conrad *et al.*, 2004; Clift y Vannucchi, 2004; Heuret y Lallemand, 2005; Bürgmann *et al.*, 2005]. Así, si tenemos que la placa subducente se encuentra en un estado de «roll-back», es decir, tiende a flexionarse y retirarse en la dirección opuesta al vector de movimiento de la placa, las fuerzas actuantes en el contacto entre las dos placas implicadas en la subducción serán bajas y la flexura provocará un efecto de succión en la placa superior que podrá generar extensión tras-arco y el desplazamiento hacia la fosa del arco volcánico [Scholz y Campos, 1995; Heuret y Lallemand, 2005]. En el caso de que el movimiento de ambas placas sea muy convergente lo que se producirá será un cabalgamiento de la placa suprayacente sobre la subducida, dando lugar a subducciones de bajo ángulo y una interacción entre ambas placas muy intensa (Figura 3.47, página 148)[Uyeda, 1982; Scholz y Campos, 1995; Heuret y Lallemand, 2005]. En el caso de la subducción de la placa del Coco podemos diferenciar dos zonas: la fosa mesoamericana en la que la placa del Coco

subduce bajo el bloque de Chortís (placa del Caribe), y la zona mejicana de la fosa donde la placa del Coco subduce bajo la placa de Norteamérica [Auboin *et al.*, 1982]. En la primera el ángulo de subducción y la edad de la placa del Coco es aproximadamente constante (Figura 3.42, página 141), destacando el alto valor del ángulo con que subduce la placa del Coco. En la zona mejicana de la fosa mesoamericana sin embargo, tanto el ángulo de subducción como la edad de la placa es más variable. Hacia el Noroeste, la placa del Coco está dividida y tiene lugar la subducción de la microplaca de Rivera con una edad muy baja y un alto ángulo de subducción. Hacia el Sureste de este segmento la placa del Coco subduce con un ángulo extremadamente bajo, llegando incluso a horizontalizarse [Singh y Pardo, 1993; Pardo y Suárez, 1995; Kostoglodov *et al.*, 1996; Currie *et al.*, 2002] y a generar terremotos extensivos debidos a fuerzas de tensión en la subducción de esta placa (Figura 3.13, página 92). El límite entre la placa del Coco subducente bajo el bloque de Chortís y la subducente bajo Méjico es la Cordillera de Tehuantepec, una intrigante característica morfoestructural del fondo oceánico que puede representar un antiguo límite entre la placa del Coco y una extinta microplaca, con una historia tectónica compleja [Bravo *et al.*, 2004; Manea *et al.*, 2005].

Como se ha descrito, la subducción de la placa del Coco bajo el bloque de Chortís tiene lugar con un alto ángulo, lo que parece indicar que las fuerzas que debe transmitir a la placa de Caribe no deben ser excesivamente altas y compresivas, de hecho, no se desarrolla en la mayor parte del arco volcánico una cadena montañosa que pueda asociarse a la subducción de la placa del Coco (haremos más adelante algunas observaciones respecto al arco volcánico en la zona de Guatemala y sus implicaciones). De todos modos, en el modelo de elementos finitos hemos jugado con las fuerzas de subducción planteando diferentes escenarios.

Las fuerzas asociadas a la subducción han sido normalizadas a lo largo de la fosa mesoamericana al valor de 1×10^{12} N·m (valor ampliamente utilizado en la bibliografía [ten Veen y Meijer, 1998; Govers y Meijer, 2001; Dyksterhuis *et al.*, 2005, entre otros]). La dirección del vector de la fuerza se ha tomado a partir del modelo de movimiento relativo de las placas de DeMets [2001]. En este modelo, en la subducción levemente oblicua de la placa del Coco bajo el bloque de Chortís, DeMets [2001] defiende la existencia de partición de la deformación («Strain partitioning»), ya propuesta para la zona por Harlow y White [1985] atendiendo a los datos sísmicos. Para estudiar el efecto de este fenómeno en la deformación litosférica del bloque de Chortís hemos utilizado la siguiente aproximación: a cada vector actuante sobre un nodo del borde de la malla representativo de la zona de subducción, lo hemos descompuesto en las dos partes correspondientes a la perpendicular a la fosa y a la paralela (Figura 4.4). La componente normal a la fosa se ha variado desde $F_n = 1 \times F_N$ (siendo F_N el vector de fuerza normal a la fosa resultante de la descomposición del vector de fuerza original) a $F_n = 0 \times F_N$, pasando por $F_n = 0.6 \times F_N$ y $F_n = 0.3 \times F_N$ (Cuadro 4.1), manteniendo la componente paralela constante. De este modo, el valor de $F_n = 1 \times F_N$

4.2. Configuración del modelo y restricciones iniciales

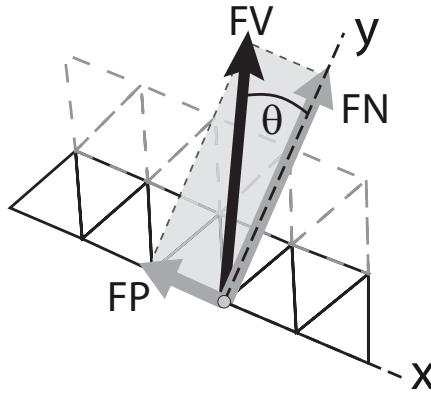


Figura 4.4: Descomposición en las componentes normal y paralela a la fosa de los vectores de las fuerzas aplicadas.

implicaría que del vector compresivo normal a la fosa no se absorbe nada en la deformación propia de la zona de subducción y toda la fuerza se transmite al bloque de Chortís. El acoplamiento entre ambas placas sería total. El valor de $F_n = 0 \times FN$ implicaría que no hay transmisión alguna de la fuerza debida a la componente normal a la fosa hacia el bloque de Chortís, y por lo tanto este únicamente «sentiría» el efecto del vector paralelo a la fosa. En la realidad se ha visto que en gran parte de las zonas de subducción oblicua del mundo la compartimentación de la deformación es un hecho común [McCaffrey, 1992; Chemen-da et al., 2000; Calais et al., 2002; Upton et al., 2003], y en la zona de subducción se producen terremotos de falla inversa cuyo cabeceo tiende a ser perpendicular a la fosa, de manera que en caso de subducción con cierta oblicuidad (Sumatra, Alaska) la componente paralela a la fosa es absorbida en la placa suprayacente con la formación de corredores de desgarre subparalelos a la zona de subducción [McCaffrey, 1992; Avé Lallemant, 1996; Sieh y Natawidjaja, 2000; McCaffrey et al., 2000; McClay et al., 2004].

Alternativamente a la asunción de la existencia de compartimentación en la deformación hemos desarrollado también una serie de experimentos en los que la fuerza asociada a la subducción ha sido variada en su totalidad, probando valores de $F_v = 1 \times FV$, $F_v = 0.6 \times FV$ y $F_v = 0.3 \times FV$ (Cuadro 4.1), donde FV es el vector de fuerza absoluto aplicado al nodo, de modo que

$$F_v = n \times FV \begin{cases} F_n = n \times FN \\ F_p = n \times FP \end{cases} \quad (4.1)$$

De este modo podremos estimar de manera más objetiva la importancia de la partición en la deformación para el arco volcánico centroamericano, e intentar aportar algunos datos y argumentos para el actual debate.

Modelo	Fn	Fp	Fc	E (arco)	
<i>Aa</i>	1 x FN	1 x FP	1 x FC	7.0E+09	↑⇐⇒
<i>Ab</i>	1 x FN	1 x FP	0.5 x FC	7.0E+09	↑⇐→
<i>Ac</i>	1 x FN	1 x FP	0 x FC	7.0E+09	↑⇐.
<i>Ba</i>	0.6 x FN	1 x FP	1 x FC	7.0E+09	↑⇐⇒
<i>Bb</i>	0.6 x FN	1 x FP	0.5 x FC	7.0E+09	↑⇐→
<i>Bc</i>	0.6 x FN	1 x FP	0 x FC	7.0E+09	↑⇐.
<i>Ca</i>	0.3 x FN	1 x FP	1 x FC	7.0E+09	↑⇐⇒
<i>Cb</i>	0.3 x FN	1 x FP	0.5 x FC	7.0E+09	↑⇐→
<i>Cc</i>	0.3 x FN	1 x FP	0 x FC	7.0E+09	↑⇐.
<i>Da</i>	0 x FN	1 x FP	1 x FC	7.0E+09	.⇐⇒
<i>Db</i>	0 x FN	1 x FP	0.5 x FC	7.0E+09	.⇐→
<i>Dc</i>	0 x FN	1 x FP	0 x FC	7.0E+09	.⇐.
<i>M0</i>	0.3 x FN	1 x FP	0.5 x FC	7.0E+10	↑⇐→ (▲)
<i>M1</i>	0.3 x FN	1 x FP	0.5 x FC	7.0E+09	↑⇐→
<i>M2</i>	0.3 x FN	1 x FP	0.5 x FC	7.0E+07	↑⇐→ (▼)
<i>T1</i>	1 x FN	1 x FP	0.5 x FC	7.0E+09	↑⇐→
<i>T2</i>	0.6 x FN	0.6 x FP	0.5 x FC	7.0E+09	↑⇐→
<i>T3</i>	0.3 x FN	0.3 x FP	0.5 x FC	7.0E+09	↑⇐→

Cuadro 4.1: Tabla de fuerzas aplicadas a cada modelo y grado de debilidad del arco volcánico. Los modelos se nombran en función de las fuerzas aplicadas, así las mayúsculas se refieren al valor de la fuerza normal aplicada (Fn) y las minúsculas al valor de la fuerza de Caribe (Fc). Esto es válido para los modelos en que se mantiene constante la fuerza paralela a la fosa (Fp) y el grado de debilidad del arco volcánico, desde **Aa** a **Dc**. Los modelos **M0**, **M1** y **M2** se refieren a la utilización de diferentes valores en el módulo de Young del arco volcánico. Los modelos **T1**, **T2** y **T3** se refieren a diferentes valores en las fuerzas asociadas a la subducción sin asumir partición de la deformación. Fn, es fuerza normal a la fosa; Fp, es la fuerza paralela a la fosa; Fc, es la fuerza aplicada al bloque de Chortís como consecuencia del movimiento de la placa de Caribe; E, es el módulo de Young en Pa en la zona de debilidad del arco volcánico. Las flechas representan simbólicamente las fuerzas utilizadas en cada modelo, de izquierda a derecha son Fn, Fp y Fc. Fn apunta siempre hacia arriba, Fp hacia la izquierda y Fc hacia la derecha. [⇐⇒] equivale $1 \times F$, [⇐→] equivale a $0.6 \times F$ ($0.5 \times F$, en el caso de Fc), [⇐.] equivale a $0.3 \times F$, [.⇐] equivale a $0 \times F$, [▲] equivale a $E(\text{arco}) = 7 \times 10^{10} \text{ Pa}$, [▼] equivale a $E(\text{arco}) = 7 \times 10^7 \text{ Pa}$.

Fuerzas asociadas al desplazamiento de la placa de Caribe

Es complejo determinar cuales son las fuerzas que pueden actuar en el interior de una corteza continental y cómo se distribuyen. Al tomar la placa norteamericana como elemento fijo, obligamos al bloque de Chortís a ser empujado y estrujado por la fuerza debida a la subducción contra Norteamérica, pero no tenemos ninguna certidumbre de cómo puede afectar el movimiento de la placa de Caribe a la deformación interna del bloque de Chortís. Parece claro que éste está sufriendo una extensión aproximada E-O en su extremo occidental [Malfait y Dinkelman, 1972; Mann y Burke, 1984a,b; Cáceres *et al.*, 2005; Guzmán-Speziale *et al.*, 2005], y para explicarlo han sido utilizadas diferentes hipótesis y fuerzas actuantes [Malfait y Dinkelman, 1972; Plafker, 1976; Burkart, 1983; Burkart y Self, 1985; Manton, 1987; Guzmán-Speziale *et al.*, 1989; Heubeck y Mann, 1991; Gordon y Muehlberger, 1994]. La sismicidad muestra una ausencia de deformación activa importante al este de la depresión de Honduras, pero sobre todo al este de la falla de Guayape y hasta el escarpe de Hess, que vuelve a presentar deformación sísmica algo mayor (Figura 3.10, página 88). Si la extensión hacia el noreste, a través del alto nicaragüense, del bloque de Chortís está soldada a la placa de Caribe, como proponen la mayoría de modelos tectónicos y geodinámicos [Malfait y Dinkelman, 1972; Plafker, 1976; Heubeck y Mann, 1991; Meschede y Frisch, 1998], entonces esta parte del bloque se moverá de manera coherente con la placa de Caribe. Parece que en el pasado esta zona sufrió deformación interna como muestra la abundancia de grábenes en el alto nicaragüense [Mann y Burke, 1984b; Ross y Scotese, 1988], pero en la actualidad la deformación parece estar confinada al extremo occidental, como ya hemos indicado. De manera que podemos interpretar que el extremo oriental de nuestro modelo de bloque de Chortís deberá experimentar un movimiento hacia el este acorde con la dinámica de la placa de Caribe. Sin embargo, en el modelo numérico estamos trabajando con el efecto de fuerzas, y no de desplazamientos, de manera que debemos parametrizar los movimientos y aplicarlos a modo de fuerzas. Esto conlleva implícitamente que el bloque que modelamos va a ser sometido a deformación interna que se distribuirá en su extensión, lo cual no deja de ser asumible como ya hemos argumentado. Al desconocer el valor de la fuerza que puede estar actuando, hemos decidido experimentar con tres valores diferentes de fuerzas tensionales. Si hemos normalizado las fuerzas de subducción a 1×10^{12} N·m, para el caso de las fuerzas tensionales hemos hecho algo similar. Hemos dado diferentes valores con la intención de estimar la relativa importancia de las fuerzas actuantes en la deformación del bloque de Chortís. Hemos aplicado valores de 1×10^{12} N·m, $0,5 \times 10^{12}$ N·m, y 0 (Cuadro 4.1). Así probamos la influencia de unas fuerzas muy importantes de tensión (1×10^{12} N·m, comparables a las de la subducción en el caso de acoplamiento completo, equivalente a las fuerzas colisionales); la ausencia de tensión debido al movimiento de la placa de Caribe (el valor de 0, y por tanto no presencia de deformación interna intrínseca a la placa de Caribe); y un valor intermedio para poder relativizar el efecto con respecto a las fuerzas de subducción.

La zona de Falla de Motagua-Polochic-Isla de Swan como una dislocación con deslizamiento libre

El límite entre las placas de Caribe y Norteamérica es una zona transformante en el océano que pasa a ser una zona de desgarre bien definida en el continente. Esta zona de falla parece que termina en una serie de estructuras que distribuyen la deformación en un punto triple *sensu lato* entre las placas de Caribe, Norteamérica y Cocos (Figura 1.11, página 20) [Guzmán-Speziale *et al.*, 1989]. Los datos que tenemos en esta zona de falla parecen indicar que la mayor parte de la deformación se concentra en estructuras de dirección NE-SO (la misma dirección que la zona de falla). Cuando esta deformación es de tipo sísmico genera terremotos cuyos mecanismos focales son desgarres siniestros muy puros, con la dirección de uno de sus planos nodales NE-SO. Además, los datos geológicos observados en milonitas y estructuras frágiles recientes a lo largo de la zona de falla en el continente corroboran este patrón de deformación [Schwartz *et al.*, 1979; Burkart, 1983; Deaton y Burkart, 1984]. De tal modo que la zona de falla de Motagua-Polochic-Isla de Swan absorbe la deformación en forma de desgarres siniestros muy puros en una banda relativamente estrecha donde se concentran la mayoría de terremotos.

Atendamos ahora a los modelos clásicos de deformación sísmica en fallas. Si observamos un ciclo sísmico idealizado, este se compondrá de un periodo de tiempo sin deformación en la falla, al que llamamos periodo intersísmico, en el que el esfuerzo se va acumulando sobre ésta, se dice que la falla está bloqueada. Cuando esta falla alcanza su umbral de rotura, es decir llega al esfuerzo máximo que es capaz de resistir sin moverse, se produce el terremoto con una liberación instantánea de energía en forma de ondas elásticas. Cuando se produce el terremoto la deformación que ha sido acumulada elásticamente en el entorno de la falla se libera de manera instantánea disminuyendo al mismo tiempo el esfuerzo de manera proporcional. Si aislamos ambas fases, tenemos dos comportamientos radicalmente distintos. Por un lado, en el periodo intersísmico, tenemos aplicación de esfuerzos y deformación elástica en el entorno de la falla sin que se produzca ningún movimiento significativo a lo largo de la superficie de rotura. La falla está bloqueada y no existe virtualmente (siempre en un caso ideal en que la falla es una superficie de contacto neta entre dos bloques, las rocas de falla suelen tener un comportamiento mecánico diferente a las rocas del entorno). Si tratáramos de modelarlo numéricamente, la superficie de discontinuidad que representa una falla simplemente no existiría. En el periodo sísmico, es decir, cuando se produce el terremoto, lo que observamos es que la deformación ocurre de manera libre sin que se le aplique ningún esfuerzo. Si nos abstraemos al preciso instante en que se produce el movimiento, el intervalo temporal es tan pequeño que el esfuerzo que se aplica en ese instante debido a las fuerzas tectónicas tiende a cero (una tasa de deformación tectónica «rápida» típica es 10^{-14}s^{-1}). De tal modo que observaríamos una enorme deformación instantánea sin necesidad de aplicarle fuerza alguna.

4.2. Configuración del modelo y restricciones iniciales

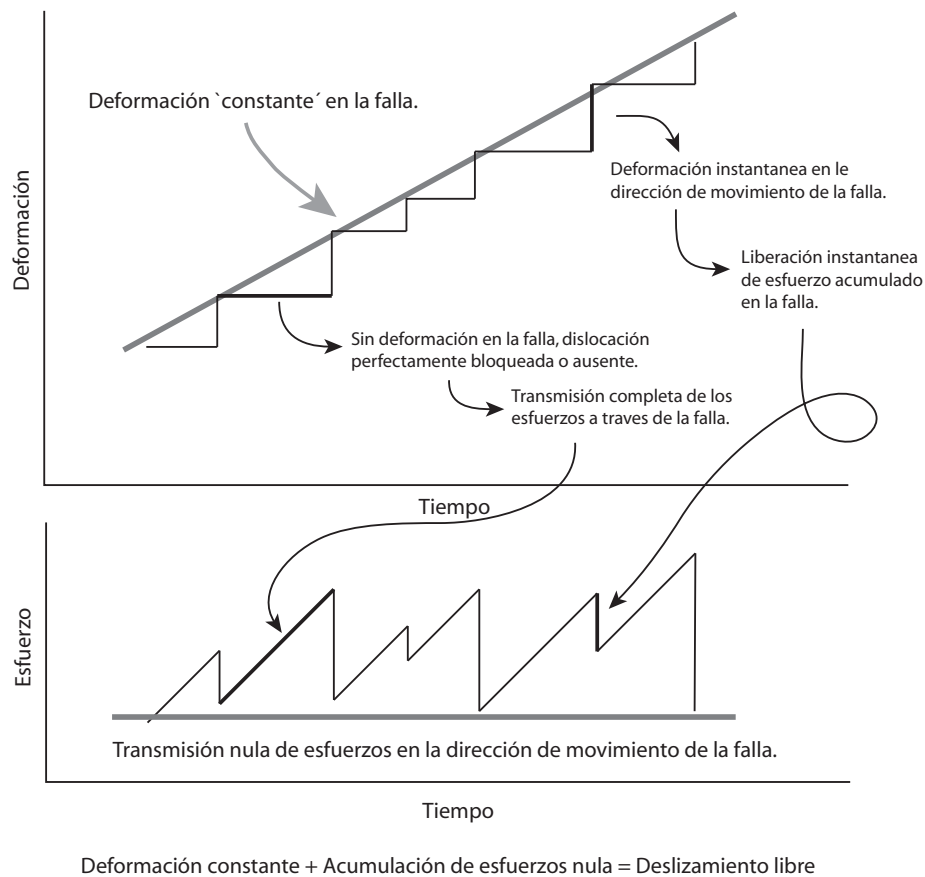


Figura 4.5: Diagrama simplificado del ciclo sísmico ideal y sus relaciones con la deformación y la transmisión de esfuerzos a través de la superficie de rotura.

Cuando contemplamos varios ciclos sísmicos sobre una falla, es decir, a largo plazo, obtenemos una velocidad de deformación aproximadamente constante, proporcional al esfuerzo aplicado sobre la falla a lo largo del mismo intervalo temporal (en esta liberación de esfuerzo constante se contemplarían también posible fenómenos de «creep» en la zona de falla). Es decir, el esfuerzo se va liberando a lo largo de varios ciclos sísmicos de manera que el esfuerzo residual permanece aproximadamente constante (Figura 4.5). Si tratáramos de modelar una falla que presente este comportamiento deberíamos utilizar una superficie de dislocación que liberara el esfuerzo aplicado sin acumular deformación elástica, ya que esta es liberada en cada terremoto. Dado que la falla de Motagua-Polochic-Isla de Swan se deforma de manera casi exclusiva a través de desgarres puros siniestros, la zona de deformación esta limitada a una estrecha banda, y queremos modelar el comportamiento tectónico a medio y largo plazo, es decir a lo largo de gran número de ciclos sísmicos, la manera más adecuada para hacerlo es la de utilizar una superficie de dislocación que permita el libre movimiento de los nodos a lo largo de su traza [Lundgren y Russo, 1996; Bertoluzza y Perotti, 1997; Lesne et al., 1998; Beekman et al., 2000; Malservisi et al.,

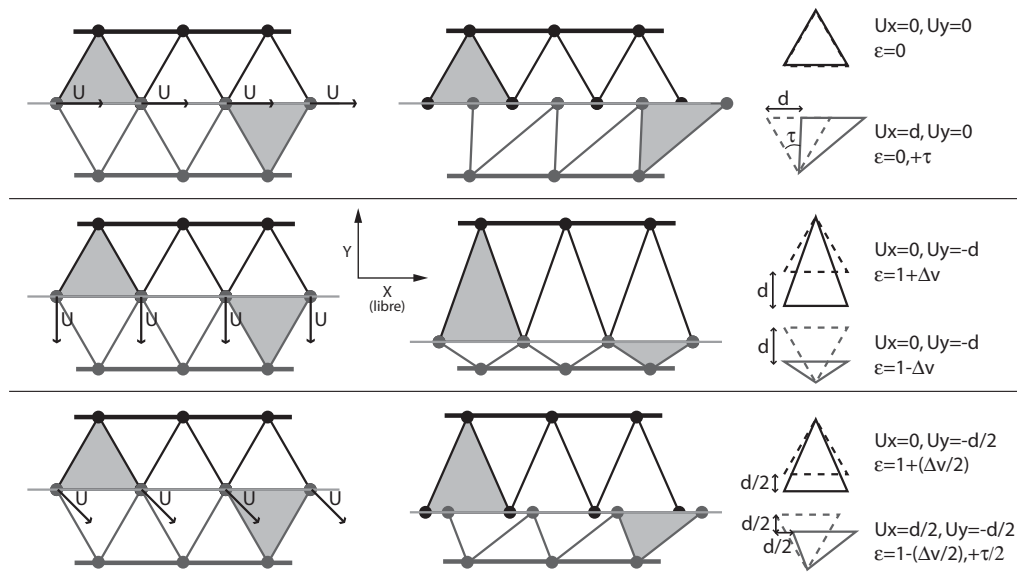


Figura 4.6: Diagrama ilustrativo del concepto de superficie de deslizamiento libre en el modelado por elementos finitos.

2003; Hubert-Ferrari *et al.*, 2003], equivalente a la técnica del nodo partido («split node») de Melosh y Raefsky [1981]. Una zona de deslizamiento libre en un modelo de elementos finitos implica que los nodos a ambos lados de la superficie de contacto pueden moverse libremente en una dirección predefinida al crear el modelo (Figura 4.6). De este modo, si imponemos que los nodos sean libres de moverse en la dirección de la superficie de contacto, es decir, a lo largo de esta, asumimos que cualquier tipo de fuerza que pueda hacer mover este nodo en la dirección indicada, lo hará sin transmitir la deformación al lado opuesto de la superficie de deslizamiento libre (Figura 4.6 superior). En caso de que la fuerza sea dirigida perpendicularmente a la dirección de deslizamiento libre, la deformación se transmitirá totalmente, como si la dislocación no existiera (Figura 4.6 central). Si el nodo es empujado en una dirección ni paralela ni perpendicular a la predefinida como «libre» entonces la deformación es compartimentada en dos vectores perpendiculares (Figura 4.6 inferior). Uno de ellos corresponderá a la dirección «libre» y el nodo se desplazará en esta dirección sin transmitir su deformación a los nodos opuestos, y el otro vector será perpendicular a esta superficie y transmitirá de manera normal el movimiento a los nodos del lado opuesto.

El arco volcánico centroamericano como una zona de debilidad litosférica

Al igual que ocurre con la zona de falla de Motagua-Polochic-Isla de Swan, el arco volcánico centroamericano absorbe principalmente la deformación en forma de desgarres. Los mecanismos focales que tenemos muestran dos fami-

lias de planos nodales principales. Uno de ellos es siempre aproximadamente paralelo a la fosa de subducción, y por tanto en la dirección del arco volcánico, y el otro perpendicular a este, con unas direcciones que varían a lo largo del arco volcánico entre N-S y NE-SO (Figura 3.19). La franja en la que ocurren estos terremotos coincide con el arco volcánico, de manera que se extiende desde el extremo occidental en Guatemala a su extremo oriental en Costa Rica. El límite occidental viene impuesto por la presencia de la falla de Motagua-Polochic-Isla de Swan, que intersecta al arco volcánico y lo hace desaparecer; de hecho, no vuelve a aparecer un arco volcánico como tal hasta el cinturón volcánico mexicano (Figura 1.1, página 2). El límite oriental está situado aproximadamente en la frontera entre Costa Rica y Nicaragua, coincidiendo con el límite Sureste del bloque de Chortís (al igual que el límite occidental supone el límite también de este bloque). A partir de este punto, en Costa Rica, se desarrollan una serie de estructuras compresivas que dan lugar a las sierras costarricenses y que se relacionan con el bloque de Panamá y la subducción de la Cordillera del Coco [Suárez *et al.*, 1995; Protti *et al.*, 1995; Norabuena *et al.*, 2004].

Como podemos observar en la Figura 1.1 (página 2), el arco volcánico centroamericano orla el margen meridional del bloque de Chortís. Las rocas volcánicas que encontramos formando este arco tienen edades que van desde el Oligoceno-Mioceno al Holoceno (Figura 1.2). Este arco, además es bastante activo en la actualidad, contando con varias erupciones históricas y entradas en actividad recientes [Siebert y Simkin, 2002–]. Todo ello nos hace pensar que a escala litosférica este arco volcánico debe representar una estructura singular, con unas características bien diferenciadas del resto del bloque de Chortís. Se puede asumir además, que el flujo térmico en esta área sea mayor que en el entorno y existan cámaras magmáticas en la corteza que influyan en el comportamiento mecánico de la misma. En definitiva podemos abstraernos lo suficiente como para modelar este arco volcánico mecánicamente como una zona de debilidad, ya propuesto en otros trabajos de geodinámica regional [Plafker, 1976; Guzmán-Speziale *et al.*, 2005], y utilizado conceptualmente en modelos de elementos finitos de otras zonas del mundo [Meijer y Wortel, 1996; Pauselli y Federico, 2003].

En este caso no podemos definir un plano preferencial para asignarlo a los mecanismos focales. A diferencia de lo que ocurría en la zona de falla de Motagua-Polochic-Isla de Swan, en el arco volcánico encontramos dos familias de fallas ortogonales con actividad. En la bibliografía referente a la interpretación tectónica de los terremotos ocurridos a lo largo del S. XX existen descripciones e interpretaciones a partir de nubes de réplicas y distribución de isosistas que encuentran tanto los planos de direcciones N-S a NE-SO como los E-O, como responsables de los sismos [Carr y Stoiber, 1977; Grases, 1994; White y Harlow, 1993; Ambraseys y Adams, 2001]. Tampoco tenemos que remontarnos mucho en la historia para encontrar mecanismos focales similares achacados a fallas de direcciones diferentes, el caso de los terremotos de El Salvador de 1986 y 2001 es un claro ejemplo. El primero tuvo lugar en la área de San Salvador, con una nube de réplicas y distribución de isosistas que hicieron que se interpretara una

falla NNE-SSO como responsable [Harlow *et al.*, 1993], mientras que en el terremoto de 2001, sucedido unos 30 km más al este, en una latitud similar, las nubes de réplicas y la distribución de isosistas apuntaron a una falla de dirección E-O [Bommer *et al.*, 2002; Martínez-Díaz *et al.*, 2004; Dewey *et al.*, 2004]. En el modelo de elementos finitos hemos tomado el área del arco volcánico, desde Nicaragua a Guatemala, como una zona de debilidad litosférica isótropa, es decir, los elementos ofrecen la misma resistencia a deformarse en todas las direcciones. Además para comprobar el efecto del grado de debilidad en el modelo hemos hecho experimentos con tres módulos de Young diferentes y comparado sus resultados. El módulo de Young empleado por definición en el arco volcánico ha sido de 7×10^9 Pa, que es un orden de magnitud menor que el módulo utilizado en el resto del modelo, se ha comprobado el efecto de ausencia de debilidad usando el mismo módulo de Young que el del entorno, 7×10^{10} Pa; y también se ha comparado con la utilización de un módulo elástico mucho menor, 7×10^7 Pa.

4.3. Ejecución de los experimentos y presentación de resultados

En total se han realizado 18 experimentos diferentes sobre nuestro modelo de elementos finitos, las principales variables cuya influencia ha sido analizada son las fuerzas implicadas en la deformación regional del bloque de Chortís, aunque también se ha estudiado la influencia del grado de debilidad del arco volcánico centroamericano. Pueden verse en detalle las características de los modelos y su nomenclatura en el Cuadro 4.1, así como la importancia relativa de cada una de las tres fuerzas principales consideradas en la Figura 4.7.

De cada experimento se presentan una serie de perfiles de la deformación vertical, pasando a través de tres zonas del arco volcánico: Guatemala, El Salvador-Honduras y Nicaragua (Figuras 4.12,4.13,4.14,4.15,4.16,4.17). Estos perfiles son comparados con perfiles de la topografía y batimetría real (Figura 4.11). Además hemos realizado un mapa de cada modelo en que representamos tanto las cruces de esfuerzos en zonas representativas como el régimen tectónico obtenido a partir del parámetro Φ' . Éste se ha calculado del siguiente modo:

Tomando el valor de forma Φ de *Angelier* [1979]

$$\Phi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}, \quad (4.2)$$

siendo

$$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3. \quad (4.3)$$

Dado que representamos los esfuerzos máximos y mínimos en la horizontal podemos desestimar σ_2 al tomarlo como esfuerzo vertical (modelo Andersoniano) integrado sobre el espesor del modelo, cuya variación será 0 al no imponer res-

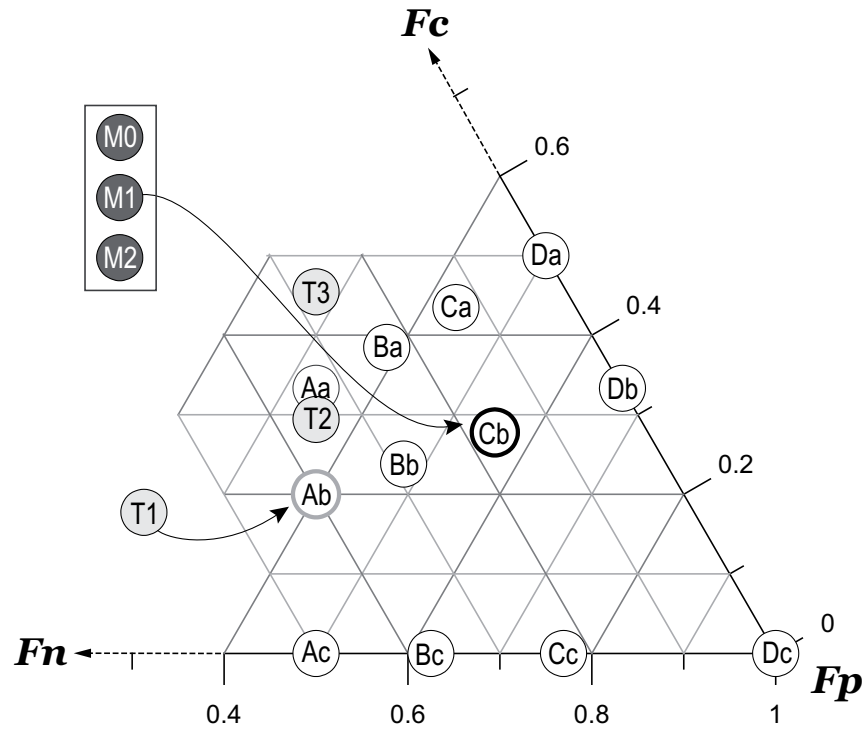


Figura 4.7: Diagrama ternario de la importancia relativa de cada una de las tres fuerzas en el total de cada modelo. F_n es la fuerza normal a la fosa; F_p es la fuerza paralela a la fosa y F_c es la fuerza asociada al movimiento de la placa de Caribe. Es importante comprender que son valores relativos a la importancia dada en el modelo, y no al valor absoluto, es decir, en el caso en que F_p es 1 (modelo **DC**), no es que la fuerza aplicada sea de $1 \times 10^{12} Nm$, si no que es la única fuerza presente, con el valor absoluto que le corresponda tras la descomposición del vector de fuerza inicial F_v .

tricciones a la deformación vertical. Por lo tanto definimos, con los valores máximo y mínimo de los esfuerzos en la horizontal

$$\Phi' = \frac{-\sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}, \quad (4.4)$$

siguiendo la convención de tomar las fuerzas extensionales como negativas y las compresivas como positivas, tendremos que la compresión biaxial dará valores negativos, el valor de 0 corresponderá a compresión uniaxial, entre 0 y 1 tendremos una situación de desgarre puro, estando equilibradas las fuerzas compresivas y tensionales en el valor de 0.5, y los valores superiores a 1 corresponderán a situaciones de extensión biaxial, siendo el valor de 1 la extensión uniaxial.

Además presentamos unas representaciones de los mecanismos focales teóricos a los que darían lugar los esfuerzos calculados, sobre planos de falla determinados para cada zona. Para calcular estos mecanismos focales teóricos hemos

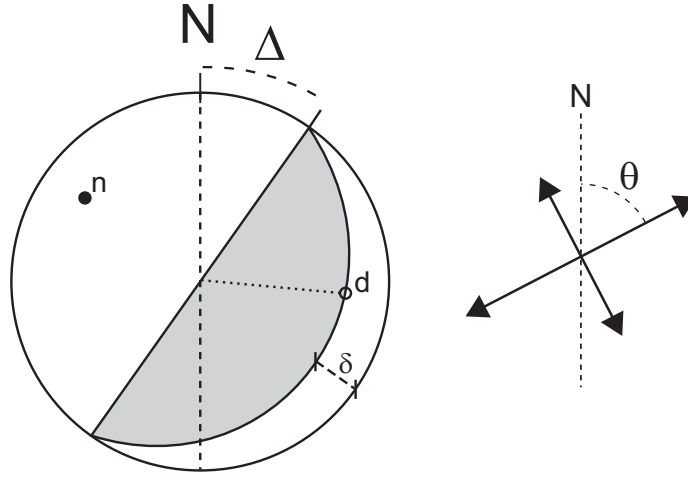


Figura 4.8: Representación gráfica de los parámetros geométricos utilizados en el desarrollo matemático.

seguido la metodología empleada por *Meijer* [1995] para el cálculo de cabeceos sobre un plano de falla partiendo de unos esfuerzos determinados sobre este plano de falla.

Podemos definir el plano por su normal \mathbf{n} compuesta por (n_x, n_y, n_z) , siendo:

$$n_x = -\cos \Delta \cdot \sin \delta \quad (4.5)$$

$$n_y = -\sin \Delta \cdot \sin \delta \quad (4.6)$$

$$n_z = \cos \delta \quad (4.7)$$

El tensor de esfuerzos \mathbf{T} será de manera general:

$$\mathbf{T} = \begin{bmatrix} t_{xx} & t_{xy} & t_{xz} \\ t_{yx} & t_{yy} & t_{yz} \\ t_{zx} & t_{zy} & t_{zz} \end{bmatrix} \quad (4.8)$$

Que atendiendo a la orientación de los esfuerzos máximo y mínimo horizontales (Figura 4.8) y en función del tipo de régimen de esfuerzos, podemos definir a través de sus relaciones geométricas:

Para

- fallas inversas:

$$\mathbf{t} = \begin{bmatrix} -\sin \theta & \cos \theta & 0 \\ \cos \theta & \sin \theta & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{bmatrix} \quad (4.9)$$

- fallas normales:

$$\mathbf{t} = \begin{bmatrix} 0 & 0 & -1 \\ -\sin \theta & \cos \theta & 0 \\ \cos \theta & \sin \theta & 0 \end{bmatrix} \quad (4.10)$$

4.3. Ejecución de los experimentos y presentación de resultados

- fallas de desgarre:

$$\mathbf{t} = \begin{bmatrix} -\sin \theta & \cos \theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ \cos \theta & \sin \theta & 0 \end{bmatrix} \quad (4.11)$$

El vector de esfuerzo queda definido a partir del tensor \mathbf{t} sobre el plano de falla:

$$\boldsymbol{\sigma} = \mathbf{t} \cdot \mathbf{n}, \quad (4.12)$$

a partir del cual obtenemos las componentes de esfuerzo normal al plano y de cizalla:

$$|\sigma_n| = \boldsymbol{\sigma} \cdot \mathbf{n} = (\mathbf{t} \cdot \mathbf{n}) \cdot \mathbf{n} \quad (4.13)$$

$$\boldsymbol{\tau} = \boldsymbol{\sigma} - (\boldsymbol{\sigma} \cdot \mathbf{n}) \cdot \mathbf{n} \quad (4.14)$$

Como la dirección de movimiento en una falla debe coincidir con la dirección de máximo esfuerzo de cizalla sobre el plano de rotura (aproximación de Wallace y Bott, [Wallace, 1951; Bott, 1959]), podemos obtener el vector deslizamiento a partir de $\boldsymbol{\tau}$. Para ello, debemos estudiar la relación existente entre el tensor de esfuerzos y $\boldsymbol{\tau}$. Si un tensor de esfuerzos definido por sus ejes principales es:

$$\mathbf{T}' = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix}, \quad (4.15)$$

considerando lo expuesto en la relación 4.3, podemos modificar el tensor de esfuerzos de manera que expresemos sus componentes en función del régimen de esfuerzos que representen. Es decir, para poder obtener la orientación de $\boldsymbol{\tau}$ necesitamos conocer cuál será el eje principal que lo contenga, de manera que normalizamos el tensor para que sus componentes se expresen en valores entre 0 y 1. Siguiendo el razonamiento de Carey y Brunier [1974], un nuevo tensor de esfuerzos

$$\mathbf{T}_\alpha = \alpha \cdot \mathbf{T} \quad (4.16)$$

tendrá un vector de esfuerzos sobre el plano con normal \mathbf{n}

$$\boldsymbol{\sigma}_\alpha = \mathbf{T}_\alpha \cdot \mathbf{n} = \alpha \cdot \boldsymbol{\sigma}, \quad (4.17)$$

de modo que al multiplicar el tensor de esfuerzos por un escalar no afectamos a la magnitud relativa de las componentes normal y de cizalla, ni tampoco a su orientación en el espacio.

Si definimos un nuevo tensor de esfuerzos

$$\mathbf{T}_\beta = \mathbf{T} + \begin{bmatrix} \beta & 0 & 0 \\ 0 & \beta & 0 \\ 0 & 0 & \beta \end{bmatrix}, \quad (4.18)$$

siendo β cualquier número real, entonces

$$\sigma_\beta = \sigma + \beta \cdot \mathbf{n} \quad (4.19)$$

$$|(\sigma_\mathbf{n})_\beta| = |\sigma_\mathbf{n}| + \beta \quad (4.20)$$

$$\tau_\beta = \tau, \quad (4.21)$$

con lo que la adición de un componente isótropo al tensor original afecta a la magnitud del esfuerzo normal, pero no a la componente de cizalla ni a su orientación sobre el plano de normal \mathbf{n} .

Al ser siempre σ_3 el menor valor, vamos a sustraerlo a \mathbf{T}' para que quede establecido como el valor 0,

$$\mathbf{T}' - \sigma_3 = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix} - \sigma_3 = \begin{bmatrix} \sigma_1 - \sigma_3 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 - \sigma_3 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}. \quad (4.22)$$

Al ser σ_1 el mayor valor, hemos de normalizarlo a 1, para ello dividimos la matriz por $\sigma_1 - \sigma_3$,

$$\mathbf{T}' \cdot \frac{1}{\sigma_1 - \sigma_3} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \Phi & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} = \mathbf{T}'_\Phi, \quad (4.23)$$

utilizando la definición de Φ de la expresión 4.2. El vector unitario del plano \mathbf{n}' definido en el sistema de coordenadas de \mathbf{T}' será entonces:

$$\mathbf{n}' = (n'_1, n'_2, n'_3) = \mathbf{n} \cdot \mathbf{t}^T, \quad (4.24)$$

que al multiplicarlo por el factor de normalización $\mathbf{f} = (1, \Phi, 0)$ obtenemos el vector de esfuerzos normalizados, \mathbf{S} sobre este sistema de coordenadas

$$\mathbf{S} = \mathbf{n}' \times \mathbf{f} = (n'_1, n'_2 \Phi, 0)^T. \quad (4.25)$$

El vector de deslizamiento \mathbf{d} quedará finalmente definido por:

$$\mathbf{d} = \mathbf{S} - (\mathbf{S}^T \cdot \mathbf{n}') \cdot \mathbf{n}'. \quad (4.26)$$

Para poder comparar este vector de deslizamiento teórico con los datos reales hemos de devolverlo al sistema de coordenadas inicial:

$$\mathbf{u} = \mathbf{d} \cdot \mathbf{t} = (u_1, u_2, u_3), \quad (4.27)$$

variando \mathbf{t} en función del régimen de esfuerzos (ver ecuaciones 4.9, 4.10, 4.11). Rumbo e inmersión del vector vendrán definidos por

$$u_{rumbo} = \arctan 2(u_2, u_1) \quad (4.28)$$

$$u_{inmer.} = \arcsin(u_3). \quad (4.29)$$

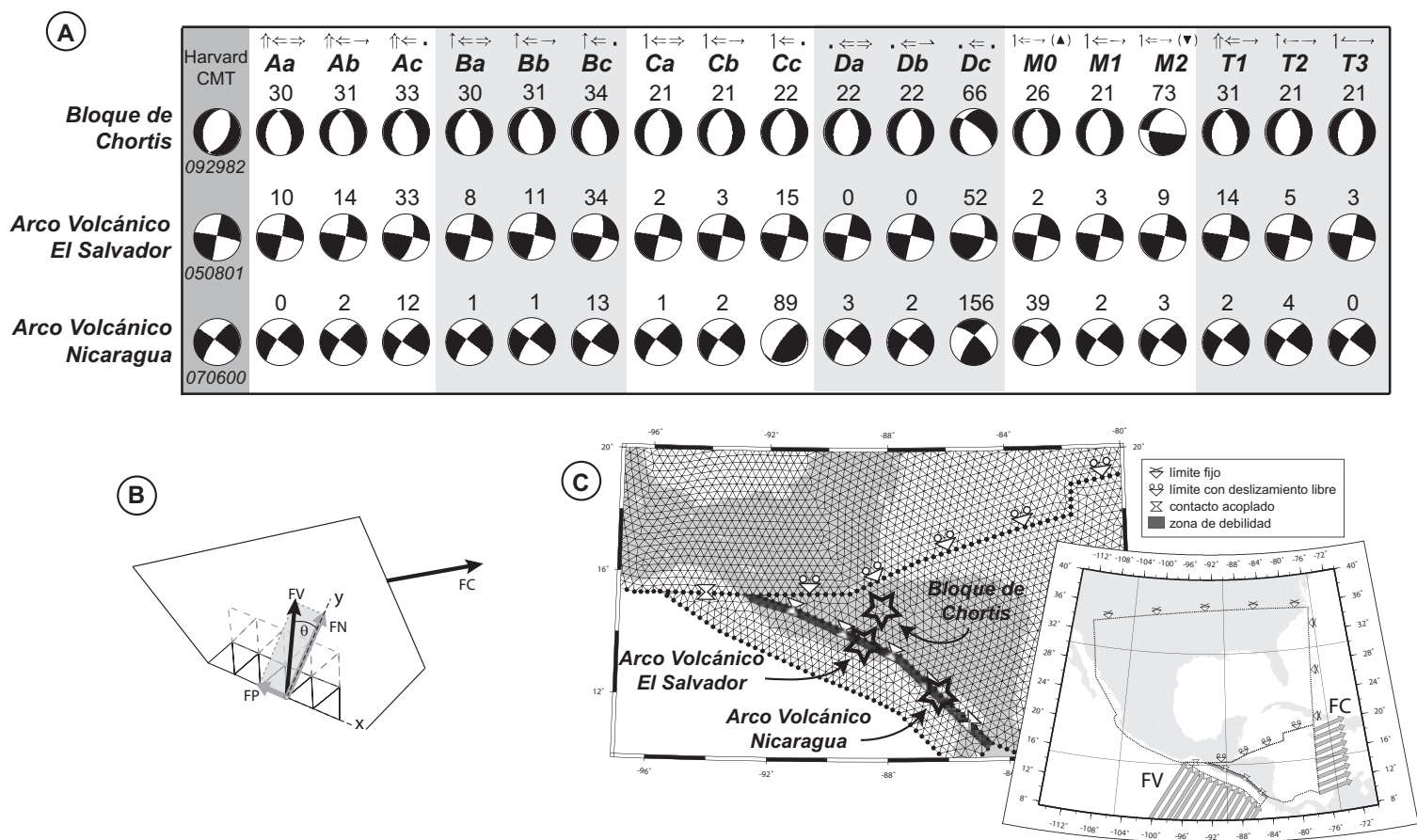


Figura 4.9: A) Mecanismos focales sintéticos obtenidos para planos de falla específicos a partir de los esfuerzos calculados con el modelo de elementos finitos. A la izquierda se representa un mecanismo focal característico para cada zona, a la derecha aparecen los resultados obtenidos para el mismo plano de falla seleccionado a partir de los esfuerzos obtenidos en los diferentes modelos. Sobre cada mecanismo focal sintético aparece la desviación en grados del cabeceo obtenido con respecto al del mecanismo original. Las flechas sobre los nombres de los modelos representan, como en el Cuadro 4.1, la ponderación de las fuerzas. B) Vectores de fuerza aplicados al modelo. c) Malla del modelo, las estrellas marcan el lugar sobre el que se ha seleccionado el elemento de referencia de cada zona para el cálculo del mecanismo focal sintético.

Hemos tomado un terremoto «característico» para cada una de las tres zonas diferentes a estudio: El interior del bloque de Chortís en la región de grábenes; el arco volcánico en la zona de El Salvador; y el arco volcánico en la zona de Nicaragua. Estos eventos han sido seleccionados tras estudiar las características de los mecanismos focales de cada zona (ver capítulo 3). A partir del estado de esfuerzos calculado en nuestro modelo hemos generado, como se ha descrito, un mecanismo de foco sintético. Los esfuerzos se han tomado para cada mecanismo focal del elemento representativo del estado de esfuerzos de cada zona más cercano al epicentro del evento real. Se presenta sobre la representación del mecanismo la variación en grados con el mecanismo original (Figura 4.9).

4.4. Discusión de los resultados e implicaciones en la tectónica regional

Mecanismos focales sintéticos

Hemos tomado como mecanismos focales de control los de tres terremotos cuyas características se asemejan a las más frecuentes de cada zona (Capítulo 3). Estos han sido: el terremoto de 29 de Septiembre de 1982 en el bloque de Chortís (Honduras), el de 8 de Mayo de 2001 en el arco volcánico de El Salvador, y el de 6 de Julio de 2000 en el arco volcánico de Nicaragua. Estos mecanismos focales proceden del catálogo de Harvard-CMT, hay que tener en cuenta que el mecanismo focal puede diferir de una agencia a otra, debido a la diferente cobertura de estaciones y procesado, de tal modo que desviaciones en torno a 10° pueden ser consideradas como normales. En la Figura 4.9 se presentan los resultados que vamos a discutir.

Mecanismo focal del bloque de Chortís

Los resultados del bloque de Chortís indican que el factor más importante sobre el estado de esfuerzos en la zona es la dirección de movimiento de la placa de Caribe siempre que la influencia de las fuerzas de subducción no sea mayor a la fuerza asociada al movimiento de Caribe. De tal modo que los modelos que mejor se ajustan son los modelos $\mathbf{Ca}^{1\leftarrow\Rightarrow}$, $\mathbf{Cb}^{1\leftarrow\Rightarrow}$, $\mathbf{Cc}^{1\leftarrow\cdot}$; $\mathbf{Da}^{\cdot\leftarrow\Rightarrow}$, $\mathbf{Db}^{\cdot\leftarrow\Rightarrow}$; $\mathbf{M1}^{1\leftarrow\cdot}$ y $\mathbf{T2}^{1\leftarrow\cdot}$, $\mathbf{T3}^{1\leftarrow\cdot}$. En casi todos ellos el valor de F_n es menor o igual al de F_c (excepto en el $\mathbf{T2}^{1\leftarrow\cdot}$, donde $F_v = 0,6 \times F_V$ y $F_c = 0,5 \times F_C$, valores muy próximos). Es destacable también que en el modelo $\mathbf{Cc}^{1\leftarrow\cdot}$, la desviación del mecanismo de control sea comparable al de $\mathbf{Ca}^{1\leftarrow\Rightarrow}$ y $\mathbf{Cb}^{1\leftarrow\Rightarrow}$, esto indicaría que la geometría de la zona de falla de Motagua-Polochic-Isla de Swan es determinante en el estado de esfuerzos del bloque, ya que en el modelo $\mathbf{Cc}^{1\leftarrow\cdot}$, las fuerzas de extensión aplicadas por movimiento de la placa de Caribe son nulas y por lo tanto el estado de esfuerzos depende únicamente de la geometría de los límites del bloque en su movimiento.

Variaciones en las relaciones entre fuerzas (Modelos A,B,C,D) Podemos observar dos pautas claras en estos resultados, por un lado la diferencia existente entre los modelos **A,B** y **C, D**; y por otro la escasa diferencia entre los modelos **a, b** y **c** de estos, salvo en el caso de **Dc[↖]**. La primera observación nos lleva a deducir que cuanto menor es la fuerza F_n aplicada en la subducción, menor es la desviación respecto al terremoto de control, ya que los modelos **C** ($F_n = 0,3 \times FN$) y los **D** ($F_n = 0 \times FN$) son en los que la importancia relativa de F_n es menor (Figura 4.7). El valor absoluto de F_c parece de menor importancia ya que las diferencias entre los modelos **a, b** y **c** son anecdóticas, salvo en el caso de **Dc[↖]**, donde es grande. De modo que el factor más importante para los esfuerzos del bloque de Chortís parece ser la dirección del movimiento de la placa de Caribe más que el valor de estos, siempre que el vector normal a la subducción sea lo suficientemente bajo como para que su influencia relativa en el bloque sea de poca importancia. El caso del modelo **Dc[↖]**, es particular ya que representa el caso extremo en que ninguna fuerza normal a la subducción es transmitida y además no existe extensión debida al movimiento de la placa de Caribe, por lo que las únicas fuerzas presentes son las paralelas a la fosa asumiendo una partición de la deformación completa (Figura 4.7).

Variaciones en la debilidad del arco volcánico (Modelos M) Las diferencias entre los modelos **M0^{↖↗(▲)}** y **M1^{↖↗}** no son muy grandes, aunque a favor del **M1^{↖↗}**, mientras que el modelo **M2^{↖↗(▼)}**, el de mayor debilidad, genera una diferencia importante. De estos resultados podemos interpretar que el grado de debilidad del arco es importante para el estado de esfuerzos en el bloque de Chortís, y que una debilidad excesiva (modelo **M2^{↖↗(▼)}**) daría lugar a un régimen mucho más direccional que el observado en los mecanismos focales de los terremotos ocurridos. La pequeña diferencia entre **M0^{↖↗(▲)}** y **M1^{↖↗}** nos hace pensar que el factor más importante en el bloque de Chortís es la dirección de movimiento de la placa de Caribe, aunque la existencia de una zona de debilidad en el arco volcánico que desacople el bloque de proarco del resto de bloque de Chortís mejora los resultados.

Variaciones en el acoplamiento de la subducción (Modelos T) Para comprobar el efecto de esta variación hemos alterado ambas componentes de las fuerzas de subducción estudiadas (F_n y F_c , ver Cuadro 4.1). En los resultados vemos como existe diferencia entre el modelo **T1^{↖↗}** y los modelos **T2^{↖↗}** - **T3^{↖↗}** (que dan el mismo resultado). Esto indica que cuanto mayor es la importancia relativa de las fuerzas de subducción, mayor es el desvío de la realidad. En el bloque de Chortís no es tan importante el valor absoluto de la extensión debida al movimiento de la placa de Caribe como el que las fuerzas de subducción sean menores y por lo tanto el estado de esfuerzos dependa principalmente de la dirección de movimiento de la placa de Caribe.

Mecanismo focal del arco volcánico en El Salvador

En el caso del arco volcánico de El Salvador las desviaciones del mecanismo de control no son demasiado importantes de manera general. Es destacable que los mayores errores los dan los modelos sin fuerzas de extensión debidas al movimiento de la placa de Caribe, lo que hace pensar que el régimen de esfuerzos presente en esta zona depende directamente de la presencia de esta fuerza de tensión, además en los casos en los que la fuerza de la subducción es menor (ya sea por desacoplamiento o por un mayor grado de partición de la deformación) los resultados mejoran sensiblemente.

Variaciones en las relaciones entre fuerzas (Modelos A,B,C,D) En general la desviación del mecanismo de control en esta zona es baja. Los valores rondan el valor de 10° en los modelos **A** y **B**, y valores cercanos a 0° en los modelos **C** y **D**. Esto es así excepto en los modelos **c**, es decir, en ausencia de extensión debida al movimiento de la placa de Caribe. Podemos deducir a partir de esto que el estado de esfuerzos de cizalla existente en el arco volcánico en esta zona es consecuencia de la coincidencia de los esfuerzos compresivos de la zona de subducción y los extensivos de la placa de Caribe.

Variaciones en la debilidad del arco volcánico (Modelos M) De manera similar a lo que pasaba en el bloque de Chortís, el caso de mayor debilidad $M2^{1\leftarrow\rightarrow(\nabla)}$ es el que arroja una desviación mayor, aunque en este caso el valor sigue siendo bajo, por debajo de 10° . La diferencia entre $M0^{1\leftarrow\rightarrow(\blacktriangle)}$ y $M1^{1\leftarrow\rightarrow}$ es mínima, a favor en este caso de $M0^{1\leftarrow\rightarrow(\blacktriangle)}$. Podemos interpretar de esto que en el caso de los desgarres del arco volcánico el grado de debilidad de este, en principio, no es demasiado importante para el estado de esfuerzos activo.

Variaciones en el acoplamiento de la subducción (Modelos T) Las desviaciones del mecanismo focal de control en el caso de los modelos **T** tampoco es muy grande. Tan solo en el modelo $T1^{\uparrow\leftarrow\rightarrow}$ el valor supera los 10° , disminuyendo éste según disminuimos el grado de acoplamiento.

Mecanismo focal del arco volcánico en Nicaragua

Los resultados del mecanismo focal en la zona de Nicaragua nos confirman la necesidad de la existencia de fuerzas extensivas en el arco volcánico que se combinen con las compresivas de la subducción. Además de esto, los resultados parecen bastante buenos independientemente del valor absoluto de la fuerza de subducción, ya sea mediante partición de la deformación (**A,B,C** y **D**) o por desacoplamiento (**T**). La geometría de las estructuras, fallas NE-SO en este caso, parecen óptimamente orientadas para el tensor de esfuerzos de desgarre resultante de la combinación de las fuerzas extensivas y compresivas. También hay que tener en cuenta que cuanto más alto es el buzamiento del plano sobre el que

4.4. Discusión de los resultados e implicaciones en la tectónica regional

calculamos el vector de deslizamiento, menores son las posibilidades de grandes desviaciones del mecanismo de control ya que en un régimen de desgarre los planos verticales nos daran desgarres muy puros casi independientemente de la dirección de los esfuerzos horizontales (puede deducirse de las ecuaciones 4.5 y siguientes).

Variaciones en las relaciones entre fuerzas (Modelos A,B,C,D) Las desviaciones del terremoto de control son mínimas en casi todos los casos, exceptuando aquellos en los que no están presentes las fuerzas extensionales de la placa de Caribe ($A_c^{\uparrow\leftarrow\cdot}$, $B_c^{\uparrow\leftarrow\cdot}$, $C_c^{1\leftarrow\cdot}$ y $D_c^{\cdot\leftarrow\cdot}$). Poco más podemos deducir de estos resultados, la existencia de fuerza extensiva asociada al movimiento de la placa de Caribe es imprescindible si queremos ajustarnos a los datos reales.

Variaciones en la debilidad del arco volcánico (Modelos M) De manera inversa a lo que veíamos en el bloque de Chortís, en el caso del arco volcánico nicaragüense la no presencia de zona de debilidad ($M0^{1\leftarrow\rightarrow(\blacktriangle)}$) arroja una desviación importante del mecanismo de control. La diferencia entre $M1^{1\leftarrow\rightarrow}$ y $M2^{1\leftarrow\rightarrow(\blacktriangledown)}$ es mínima, por lo que para esta zona lo importante es la presencia de esta zona de debilidad que nuclea la deformación, independientemente del valor absoluto de esta.

Variaciones en el acoplamiento de la subducción (Modelos T) Entre los diferentes valores de acoplamiento no hay mucha diferencia, siendo todos los valores bastante bajos. Parece que la simple presencia de fuerzas extensionales es suficiente para generar el estado de esfuerzos necesario para obtener un mecanismo de foco cercano al de control, de manera independiente al valor de la fuerza de subducción.

Perfiles de deformación vertical

En esta sección intentaremos comparar algunos rasgos de los perfiles topográficos reales con los resultados obtenidos numéricamente. Para ello hemos proyectado los resultados de los diferentes modelos en los mismos perfiles utilizados para obtener los topográficos.

En la Figura 4.11 presentamos los perfiles reales a través del arco volcánico y el bloque de Chortís en tres zonas: Guatemala, El Salvador-Honduras y Nicaragua (Figura 4.10). En los tres perfiles pueden observarse claramente algunos rasgos característicos: la fosa mesoamericana (marcada con una línea el contacto hipotético entre placas), los altos topográficos de los edificios volcánicos del arco y la compartimentación en bloques de las principales fallas y zonas de debilidad.

En el perfil de Guatemala (Figura 4.11 superior) vemos como la altura media del arco volcánico es superior a la altura media de las otras áreas del bloque, lo

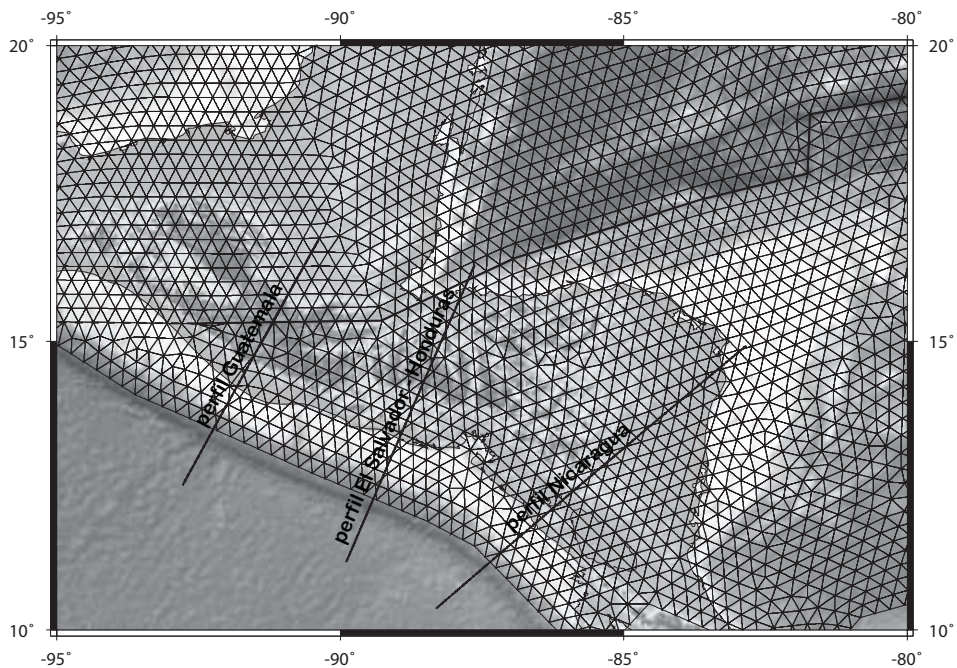


Figura 4.10: Situación de los perfiles topográficos y de deformación vertical discutidos en el texto.

que da la impresión de que esta zona podría estar en levantamiento en la actualidad. En este caso la altura de referencia es la de las sierras de la zona de deformación de Motagua-Polochic, que aunque siguen activas, podemos considerar que se configuraron tal y como hoy las encontramos hacia el Mioceno (ver Capítulo 1)[*Meschede y Frisch, 1998*].

En el perfil de El Salvador-Honduras (Figura 4.11, central) vemos como la altura media del arco volcánico es bastante inferior a la del área de grabens de Honduras. Esto puede ser debido a una intensa deformación en el pasado por extensión tras-arco en el arco volcánico [*Weinberg, 1992*], o bien por un levantamiento actual de la zona de grabens [*Rogers et al., 2002*]. En cualquier caso no parece que desde el Pleistoceno haya habido una deformación vertical intensa por lo que en la actualidad la deformación debe ser principalmente en la horizontal o con pequeña componente vertical [*Weinberg, 1992; La Femina et al., 2002*].

El perfil de Nicaragua es el que menos diferencia de alturas presenta, siendo la altura media del arco volcánico y la del bloque de Chortís bastante similares. Sin embargo, la zona de Nicaragua se caracteriza por la presencia del amplio graben nicaragüense que aloja dos grandes lagos (el de Nicaragua y el de Managua). Por esto podemos deducir que la deformación vertical no parece asociada a levantamiento, y lo más lógico es pensar en que la deformación será de tipo transtensivo como marcan los datos sismotectónicos (Capítulo 3).

A la hora de interpretar los resultados del modelo numérico es importante tener en cuenta que los valores de deformación en la vertical son valores relati-

vos al espesor teórico considerado (100 km). Es decir, los valores absolutos no tienen valor físico representativo y sólo deben tenerse en cuenta a efectos de comparación entre los diferentes modelos. La deformación vertical en la realidad, además de depender de los esfuerzos tectónicos, depende de esfuerzos isostáticos, gravitacionales y otro tipo de esfuerzos no tectónicos debidos a la geodinámica regional (como podrían ser los esfuerzos debidos a un ascenso de manto astenoférico como el propuesto por *Rogers et al.* [2002]). Sin embargo los resultados aquí presentados pueden ayudarnos a comprender mejor la relación existente entre las diferentes características del arco volcánico centroamericano y los esfuerzos tectónicos, aunque sea desde un punto de vista cualitativo.

Perfiles de deformación vertical, modelos $Aa^{\uparrow\leftrightarrow}$, $Ab^{\uparrow\leftrightarrow}$, $Ac^{\uparrow\leftarrow}$. En todos los perfiles trazados (Figura 4.12) la deformación en el arco volcánico es positiva, tanto en Guatemala y en El Salvador como en Nicaragua. En los tres modelos la cantidad de deformación aumenta al disminuir el valor de la fuerza extensional debida al movimiento de la placa de Caribe.

Perfiles de deformación vertical, modelos $Ba^{\uparrow\leftrightarrow}$, $Bb^{\uparrow\leftrightarrow}$, $Bc^{\uparrow\leftarrow}$. Estos perfiles (Figura 4.13) son muy similares a los obtenidos en los modelos A, los valores absolutos son menores pero las características son las mismas.

Perfiles de deformación vertical, modelos $Ca^{\uparrow\leftrightarrow}$, $Cb^{\uparrow\leftrightarrow}$, $Cc^{\uparrow\leftarrow}$. Tanto en los perfiles de Guatemala como en los de Nicaragua obtenemos para los tres modelos C, deformación positiva (Figura 4.14). En el perfil de El Salvador sin embargo obtenemos diferentes resultados en función de la influencia del esfuerzo tensional de la placa de Caribe. Así, en los modelos $Ca^{\uparrow\leftrightarrow}$ y $Cb^{\uparrow\leftrightarrow}$, donde la fuerza tensional está presente, el arco volcánico presenta deformación negativa, es decir, sufre un hundimiento, bastante leve en el caso de $Cb^{\uparrow\leftrightarrow}$. Por otra parte el modelo $Cc^{\uparrow\leftarrow}$, que no presenta fuerzas tensionales, produce una deformación positiva, es decir, levantamiento, bastante moderado.

Perfiles de deformación vertical, modelos Da^{\leftrightarrow} , Db^{\leftrightarrow} , Dc^{\leftarrow} . En estos modelos donde la fuerza normal a la fosa, F_n , no está presente, en el arco volcánico se desarrolla principalmente deformación negativa (Figura 4.15). En el perfil de Guatemala vemos como el valor absoluto de deformación vertical en los tres modelos en la zona del arco volcánico es cercano a 0, aunque en relación con la deformación del entorno, ésta sea positiva. Esto es debido a que los esfuerzos presentes generan extensión en este bloque pinzado entre dos zonas de deformación cuando no hay presente fuerza compresiva de la zona de subducción. En El Salvador la deformación del arco volcánico es negativa para los modelos Da^{\leftrightarrow} y Db^{\leftrightarrow} , e inexistente para el modelo Dc^{\leftarrow} . En Nicaragua la deformación es negativa para el modelo Da^{\leftrightarrow} , positiva para el Dc^{\leftarrow} y aproximadamente neutra para el Db^{\leftrightarrow} .

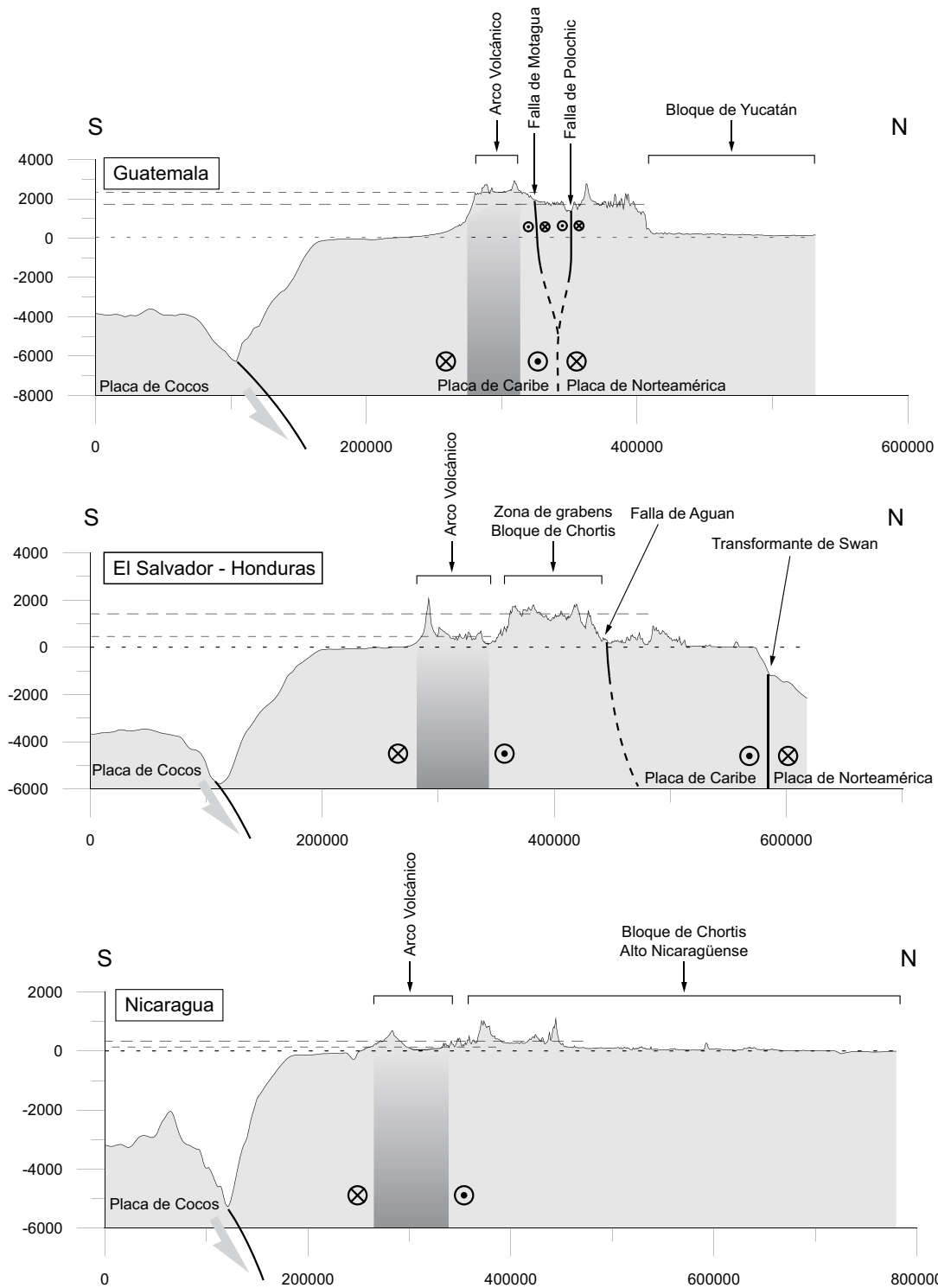


Figura 4.11: Perfiles de topografía y batimetría a través de tres zonas representativas del arco volcánico centroamericano.

Perfiles de deformación vertical, modelos $M0^{\uparrow\leftrightarrow}(\blacktriangle)$, $M1^{\uparrow\leftrightarrow}$, $M2^{\uparrow\leftrightarrow}(\blacktriangledown)$ En los modelos de variación de la debilidad del arco volcánico los resultados son los obvios y esperables (Figura 4.16), a mayor debilidad del arco volcánico mayor deformación vertical, dado que la valoración debe ser relativa, estos resultados no son de ayuda a la hora de hacer interpretaciones sobre el estado de esfuerzos y deformación del arco volcánico.

Perfiles de deformación vertical, modelos $T1^{\uparrow\leftrightarrow}$, $T2^{\uparrow\leftrightarrow}$, $T3^{\uparrow\leftrightarrow}$ En estos modelos se estudian las consecuencias de la variación en el grado de acoplamiento de la zona de subducción (Figura 4.17). Así, cuanto mayor es el acoplamiento mayor es la fuerza compresiva aportada a la placa suprayacente y por tanto la deformación vertical tenderá a ser más positiva. En los tres modelos encontramos deformación positiva en el perfil de Guatemala, y también en el de Nicaragua, aunque en este último, en el modelo $T3^{\uparrow\leftrightarrow}$, con menor grado de acoplamiento, la deformación vertical es leve. En el perfil de El Salvador encontramos deformación positiva para el modelo $T1^{\uparrow\leftrightarrow}$, y cercana a 0, pero negativa en los otros dos modelos.

Síntesis y análisis de los perfiles.

En casi todos los perfiles presentados la deformación del arco volcánico en Guatemala es positiva, lo que coincide con las observaciones de los perfiles topográficos reales. De esto podemos deducir que independientemente de cuál sea el equilibrio de fuerzas esta zona del arco presentará levantamiento, debido posiblemente a las características geométricas de la zona. El arco en Guatemala se encuentra muy próximo al contacto entre la placa de Caribe y la de Norteamérica, posiblemente formando parte de la zona de deformación del punto triple entre las anteriores placas y Cocos [Malfait y Dinkelman, 1972; Burkart, 1983; Burkart y Self, 1985; Guzmán-Speziale et al., 1989; Gordon y Muehlberger, 1994]. Esto hace que la zona se encuentre pinzada entre dos esfuerzos compresivos, debidos por un lado al movimiento de la placa de Norteamérica con relación a la de Caribe, y por otro al movimiento hacia el NE de la placa del Coco empujando a la de Caribe.

Como hemos comentado con anterioridad, la deformación vertical en El Salvador debe ser moderada dado que no existe un desarrollo claro ni de amplios grábenes (aunque pueden existir localmente como se vió en el Capítulo 2) ni de una cadena montañosa. De todos los modelos presentados, los perfiles que mas se pueden aproximar a esta situación de deformación moderada (teniendo en cuenta que la existencia de otros esfuerzos verticales podrían alterar levemente los resultados) son los de los modelos $Cb^{\uparrow\leftrightarrow}$, $Db^{\uparrow\leftrightarrow}$, $T2^{\uparrow\leftrightarrow}$ y $T3^{\uparrow\leftrightarrow}$. Es decir, modelos donde el esfuerzo de subducción es suficientemente bajo como para no inducir un levantamiento importante en el arco, pero donde las fuerzas de tensión del movimiento de la placa de Caribe tampoco son muy altas, para evitar el desarrollo de regímenes extensivos. Debe existir por tanto cierto equilibrio en-

tre ambos tipos de fuerza, de manera independiente a la existencia de partición de la deformación (los modelos $T2^{\uparrow \leftarrow \rightarrow}$ y $T3^{\uparrow \leftarrow \rightarrow}$ no la implican).

El caso del arco volcánico en Nicaragua es algo más complejo. Como hemos visto el régimen tectónico que podemos interpretar en la zona es de desgarre, quizás con algo de transtensión. En los resultados de los modelos, sin embargo, tienden a aparecer más las situaciones de transpresión, existiendo deformación negativa sólo en los modelos $Da^{\leftarrow \Rightarrow}$ y $Db^{\leftarrow \Rightarrow}$, y una $Ca^{\uparrow \leftarrow \Rightarrow}$, $Cb^{\uparrow \leftarrow \Rightarrow}$ y $Dc^{\leftarrow \Rightarrow}$. La característica común de estos modelos es la escasa transmisión de fuerzas normales a la fosa hacia el bloque de Chortís ($F_n < 0,3$), por lo que o bien la partición de la deformación es bastante importante o bien el grado de acoplamiento entre las placas no es muy alto. De todos modos estos resultados hacen pensar en posibles problemas intrínsecos al modelado, como el que la influencia de la interacción con el arco panameño-costarricense tenga cierta importancia, o el que el bloque de Chortís hacia el este de la falla de Guayape tenga un comportamiento diferente al estudiado al oeste de ésta [Gordon y Muehlberger, 1994; Rogers, 2003].

4.4. Discusión de los resultados e implicaciones en la tectónica regional

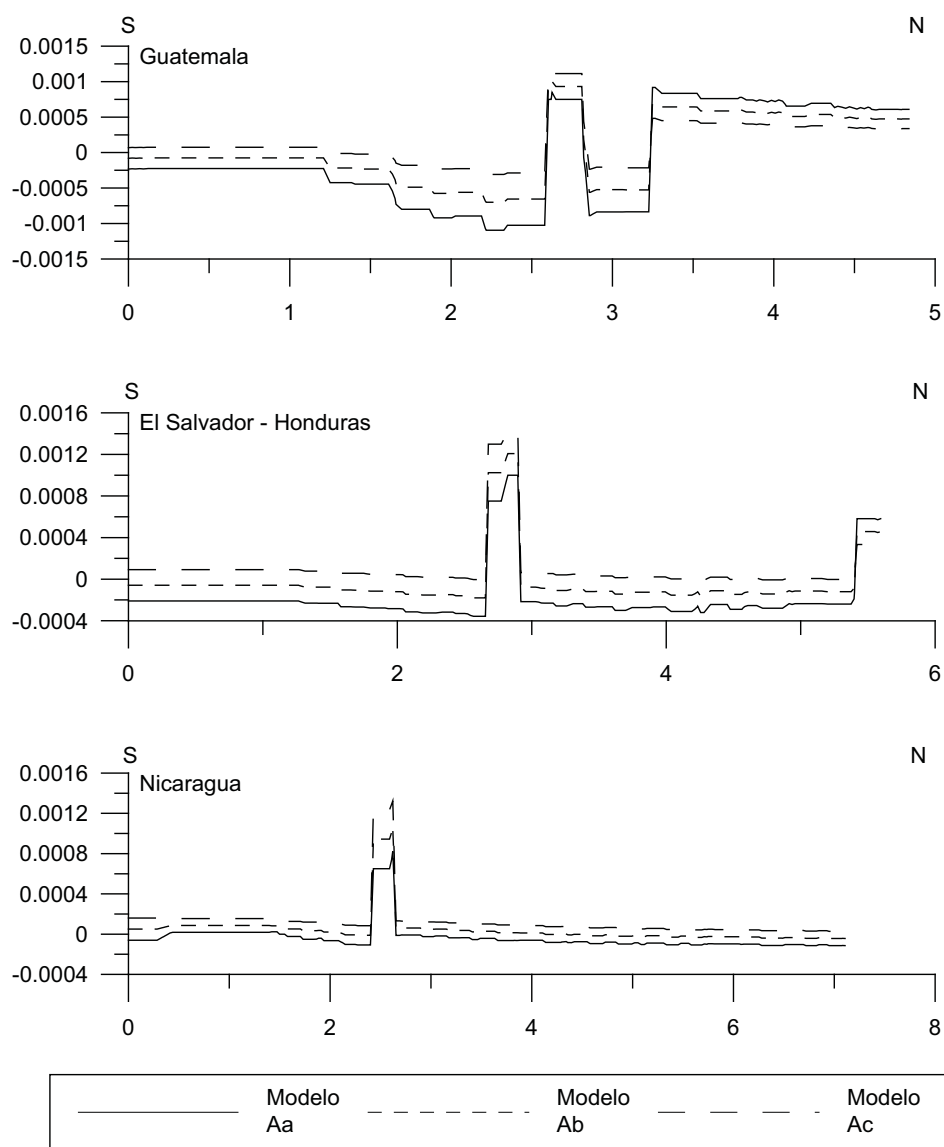


Figura 4.12: Perfiles de deformación vertical para los modelos Aa, Ab y Ac.

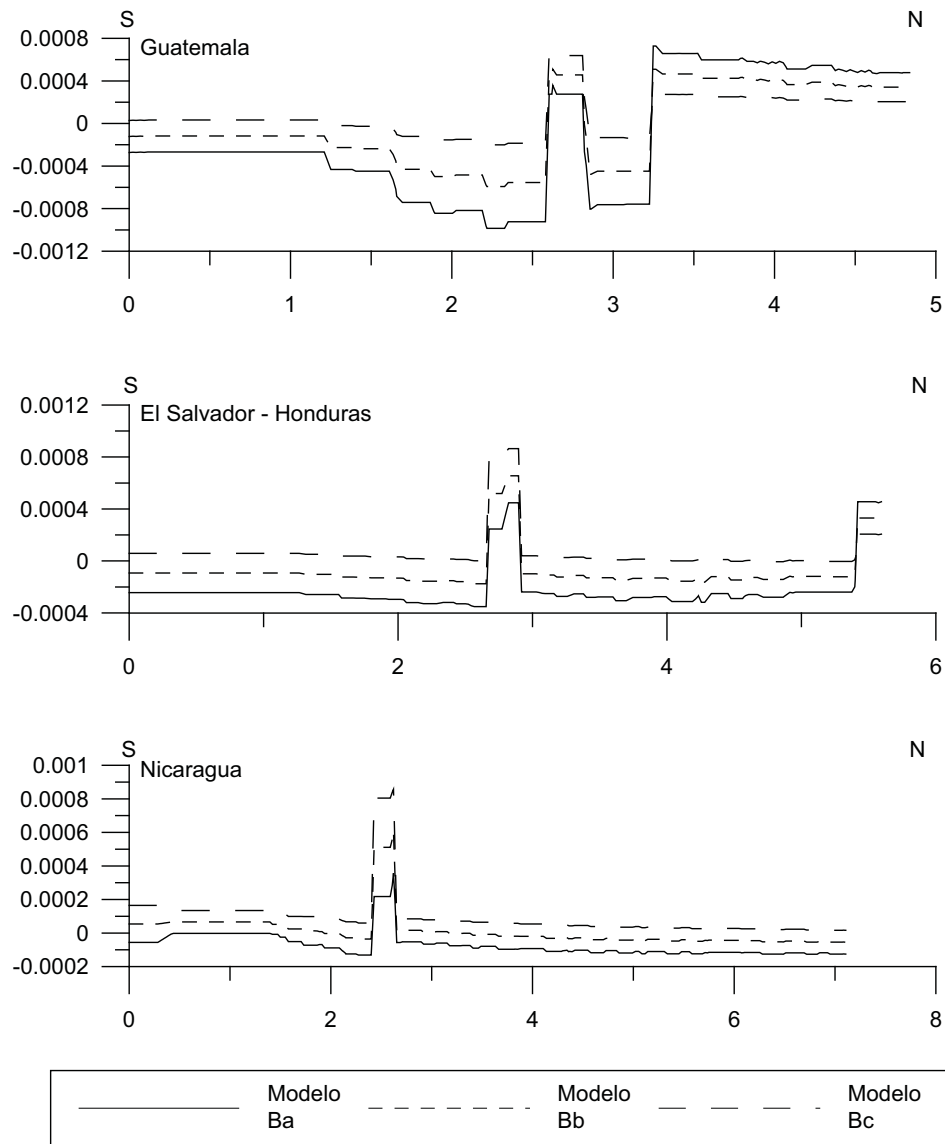


Figura 4.13: Perfiles de deformación vertical para los modelos Ba, Bb y Bc.

4.4. Discusión de los resultados e implicaciones en la tectónica regional

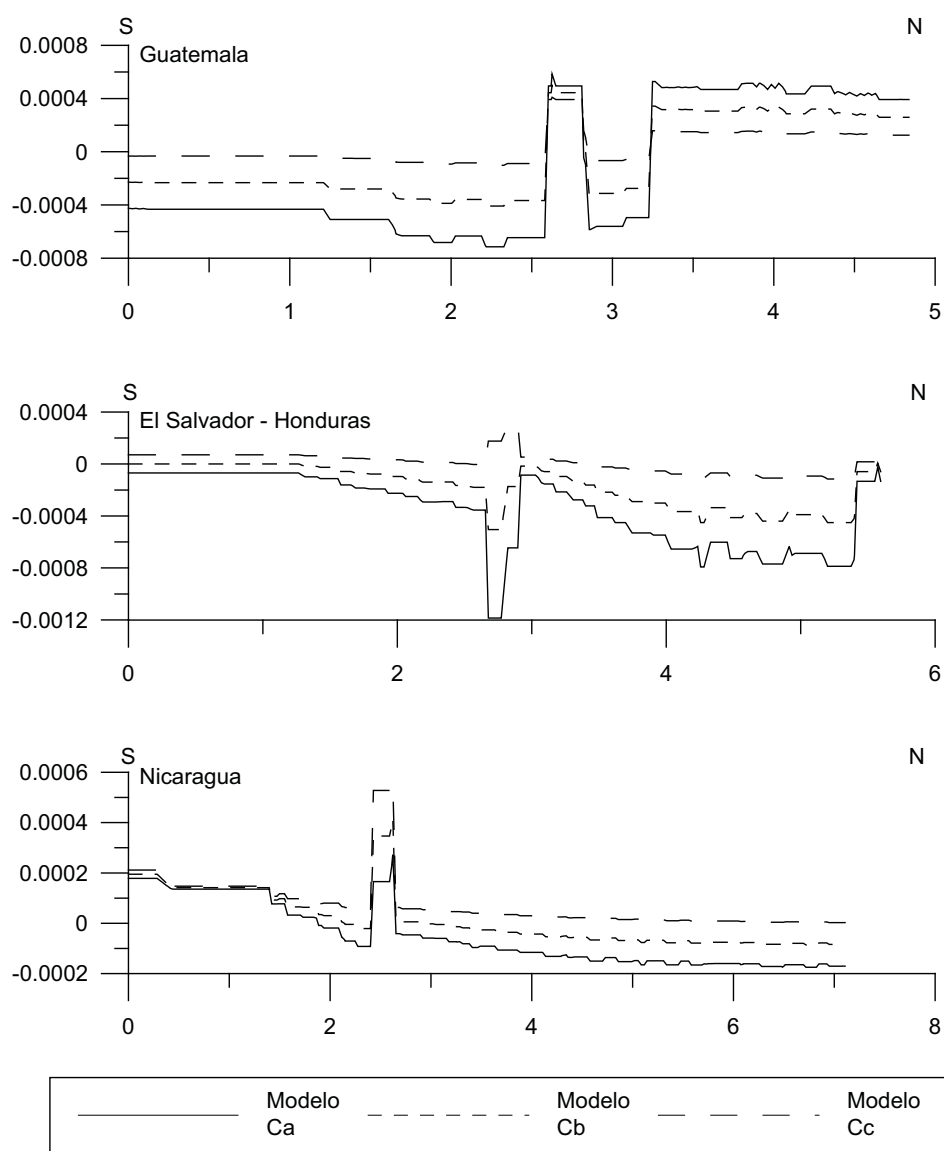


Figura 4.14: Perfiles de deformación vertical para los modelos Ca, Cb y Cc.

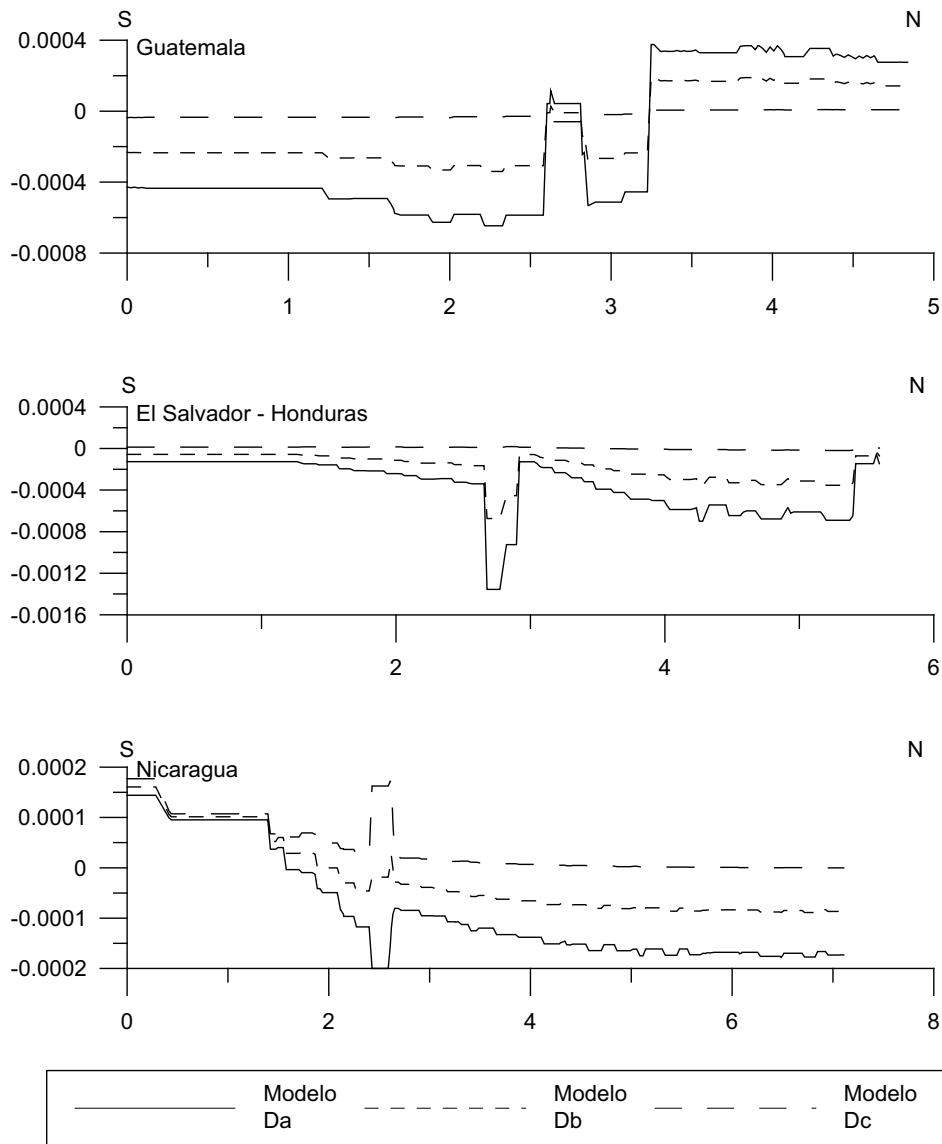


Figura 4.15: Perfiles de deformación vertical para los modelos Da, Db y Dc.

4.4. Discusión de los resultados e implicaciones en la tectónica regional

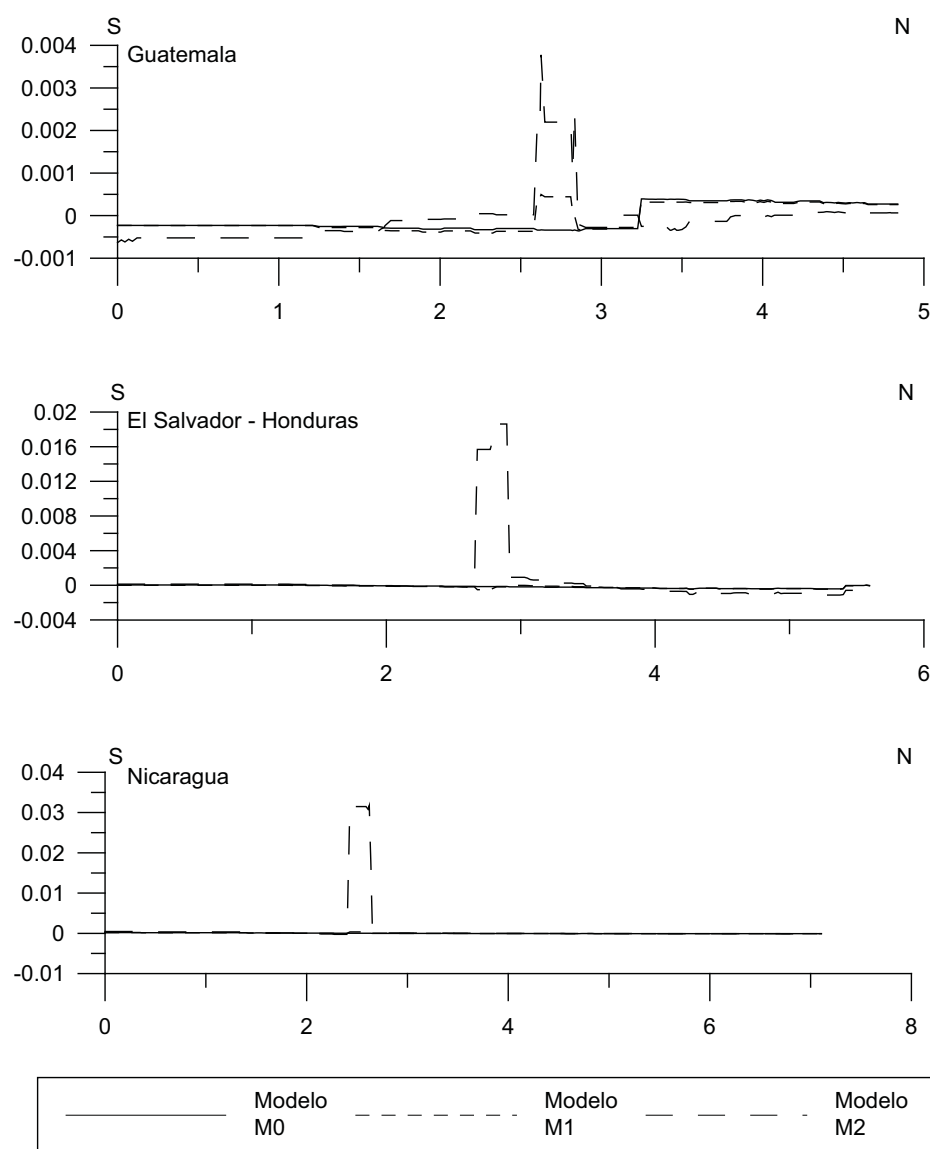


Figura 4.16: Perfiles de deformación vertical para los modelos M0, M1 y M2.

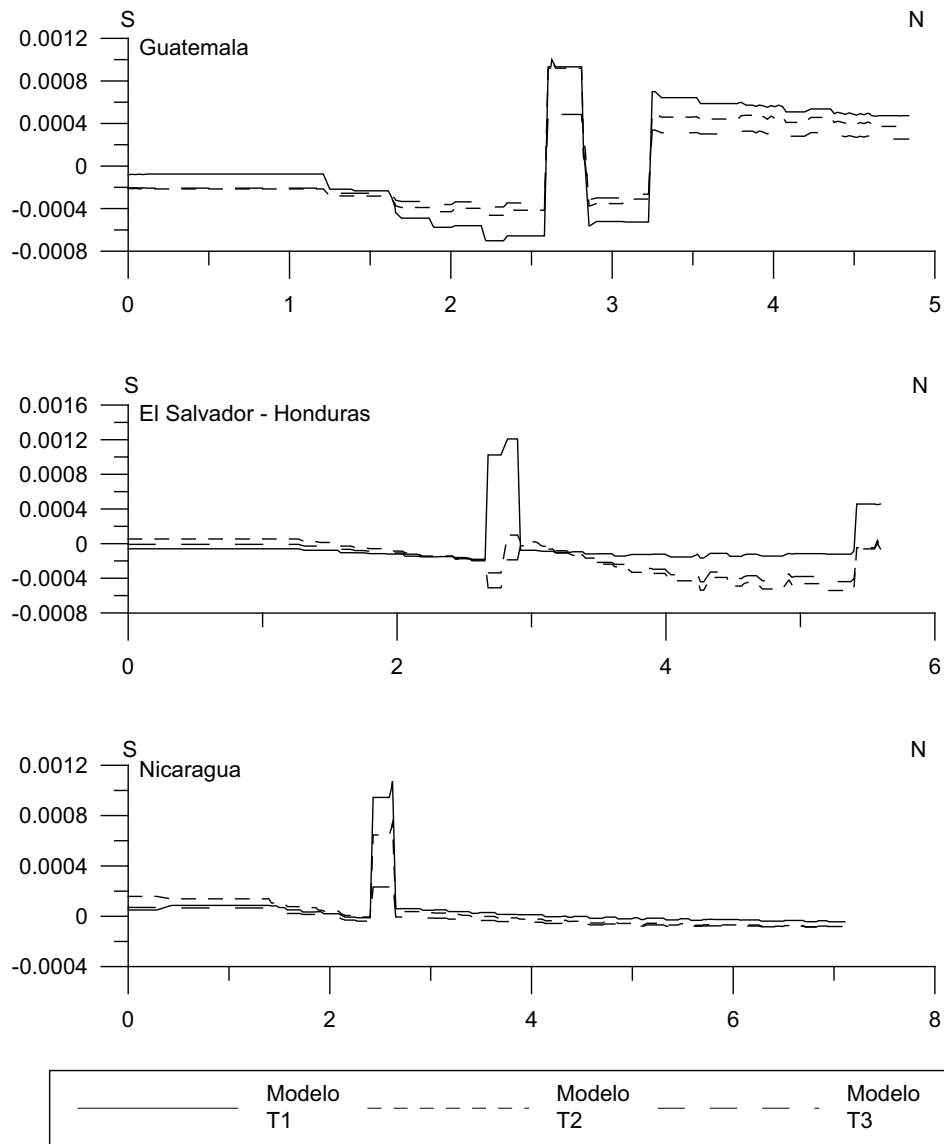


Figura 4.17: Perfiles de deformación vertical para los modelos T1, T2 y T3.

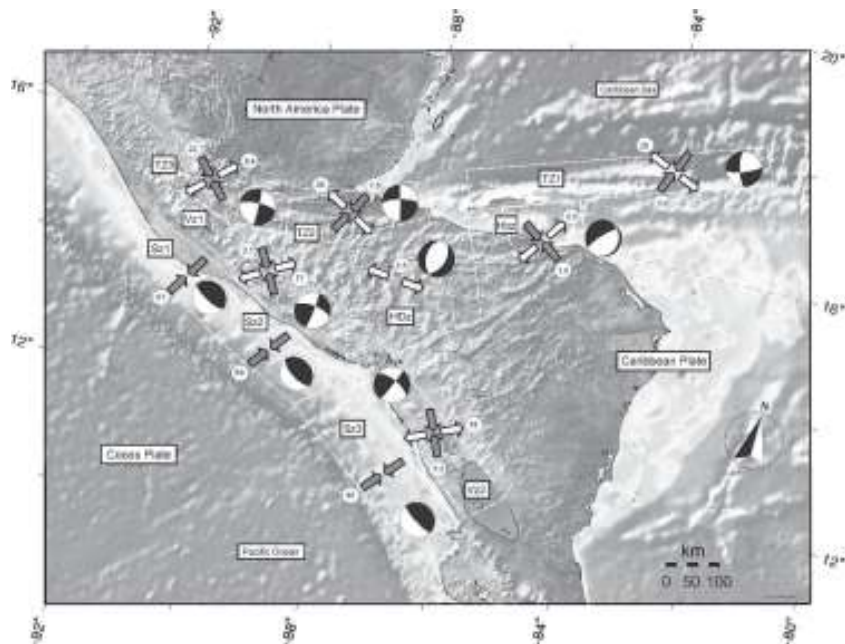
Mapas de factor de forma de esfuerzos y cruces de deformación

Los mapas de factor de forma nos permiten estudiar la distribución espacial de los diferentes regímenes tectónicos y cómo éstos dependen de la geometría de los límites de bloques y las fuerzas aplicadas sobre estos. Las cruces de deformación han sido distribuidas sobre las zonas de mayor interés seleccionando los resultados de algunos de los elementos para lograr una mayor claridad en los resultados y evitar una saturación innecesaria. Las cruces de deformación obtenidas en los modelos son comparadas con las obtenidas a partir de mecanismos focales por Cáceres *et al.* [2005] y por Guzmán-Speziale *et al.* [2005]. Este último aporta una cruz de deformación para el arco volcánico y otra para la zona de grábenes de Honduras, mientras que Cáceres *et al.* [2005] aporta dos cruces de deformación para el arco (una para la zona de Guatemala - El Salvador y otra para El Salvador - Nicaragua) y otra para la zona de grábenes, separando además una pequeña zona para el valle de Aguán en su terminación hacia la transformante de Swan (Figura 4.18).

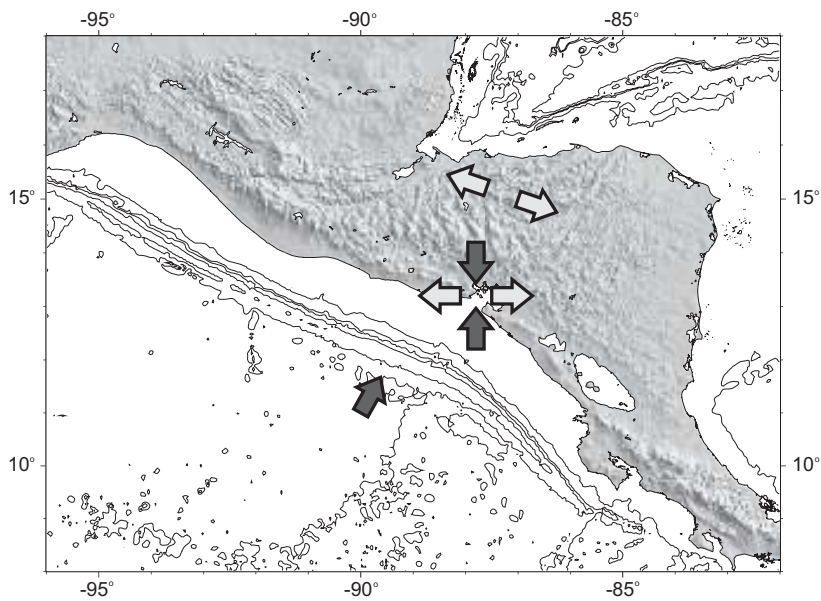
Los resultados de Guzmán-Speziale *et al.* [2005] muestran una orientación del vector extensivo de la cruz del arco volcánico E-O, mientras que en la extensión de la zona de grábenes el eje forma 109° con el norte. En el trabajo de Cáceres *et al.* [2005] la extensión uniaxial de la zona de grábenes forma un ángulo de 97° , y el eje de tensión del arco volcánico en las zonas de Guatemala y Nicaragua forma un ángulo de 60° y 66° respectivamente (Figura 4.18).

Influencia de la variación del equilibrio de fuerzas (Modelos A,B,C y D)

Uno de los rasgos que pueden observarse en todos los modelos es que el valor de Φ' en el arco volcánico va a ser siempre más compresivo que en el entorno y, generalmente, más compresivo hacia el SE, debido principalmente a que el esfuerzo tensional provocado por el movimiento de la placa de Caribe es menor en esta zona que en la pequeña cuña que separa la falla de Motagua del arco volcánico hacia el NO (Figuras 4.19 y 4.20). Otro de los rasgos generales en todos los modelos es la variación del ángulo que forma la cruz de esfuerzos con el norte. Cuanto menor es el esfuerzo asociado al movimiento de la placa de Caribe mayor es el ángulo que forma la cruz en la zona de Nicaragua. En la zona de Guatemala - El Salvador el ángulo permanece aproximadamente constante, lo que indica la gran influencia que tiene la geometría de los límites del bloque en el estado de esfuerzos de esta área. El régimen dominante en el arco volcánico es el transpresivo, presente en Guatemala en todos los modelos, y en gran parte de ellos también en Nicaragua. En los modelos con ausencia de fuerzas tensionales asociadas al movimiento de la placa de Caribe, en Nicaragua, se genera un régimen compresivo alejado de la realidad geológica (modelos $\mathbf{Ac}^{\uparrow\leftarrow\bullet}$, $\mathbf{Bc}^{\uparrow\leftarrow\bullet}$, $\mathbf{Cc}^{\uparrow\leftarrow\bullet}$ y $\mathbf{Dc}^{\uparrow\leftarrow\bullet}$), que se extiende hacia El Salvador. De manera similar, en aquellos modelos en los que la fuerza tensional es de mayor importancia que la normal a la fosa (modelos $\mathbf{Ca}^{1\leftarrow\bullet}$, $\mathbf{Cb}^{1\leftarrow\bullet}$, $\mathbf{Da}^{\leftarrow\bullet}$ y $\mathbf{Db}^{\leftarrow\bullet}$) en El Salvador el régimen es transtensivo y se extiende también hacia Nicaragua en los modelos



Cáceres et al. 2005



Guzmán-Speziale et al. 2005

Figura 4.18: Cruces de deformación obtenidas a partir de mecanismos focales de terremotos por Cáceres et al. [2005] y Guzmán-Speziale et al. [2005]. Figuras tomadas de sendos trabajos.

4.4. Discusión de los resultados e implicaciones en la tectónica regional

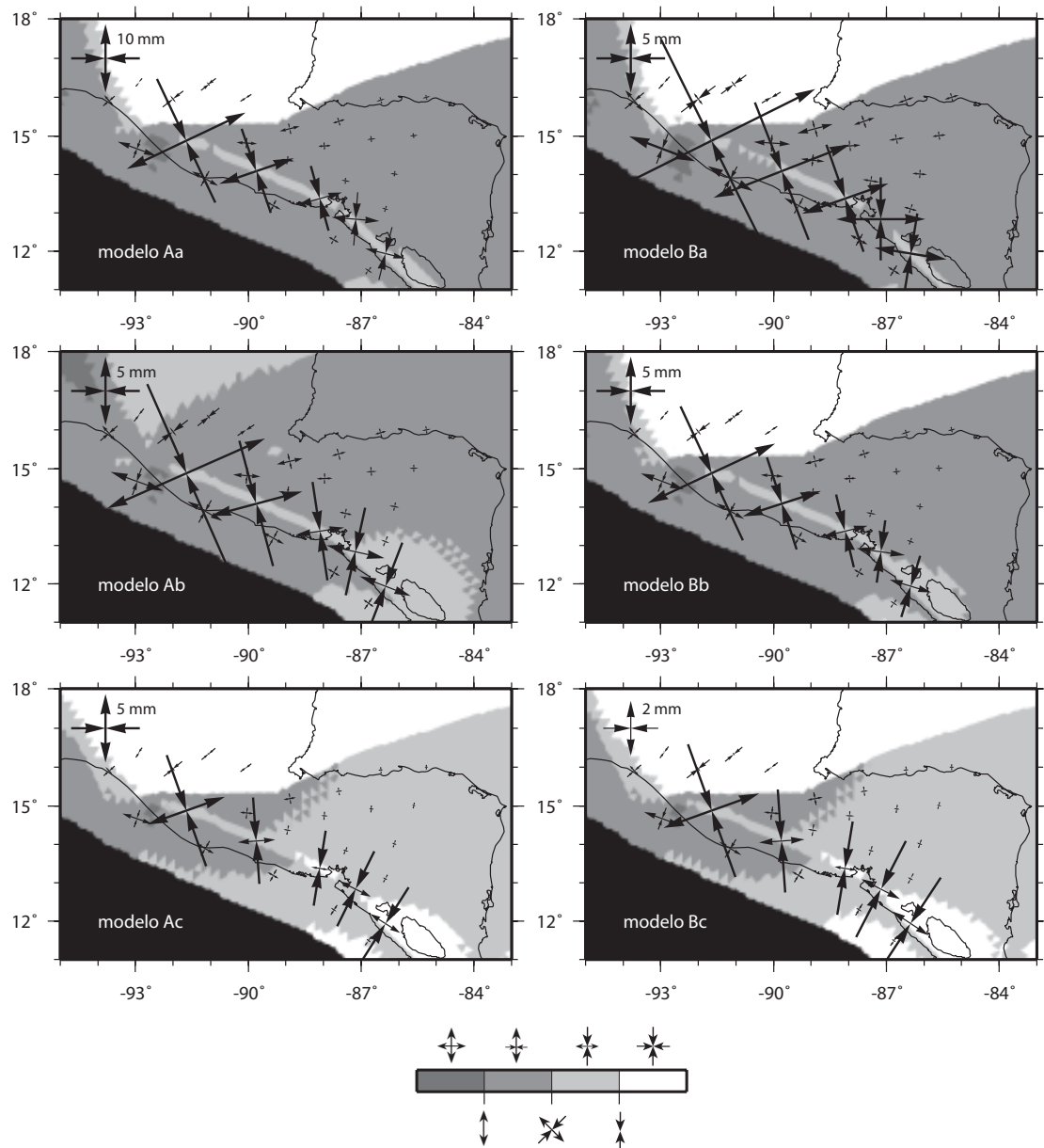


Figura 4.19: Mapas de factor de forma de esfuerzo y cruces de deformación de los modelos Aa, Ab, Ac, Ba, Bb y Bc.

$Ca^{1\leftrightarrow}, Da^{1\leftrightarrow}$ y $Db^{1\leftrightarrow}$.

En todos los modelos, en la zona de grábenes de Honduras, se genera un extensión de dirección aproximada E-O. Esta dirección varía en función de la latitud del punto que tomemos, cuando el elemento está próximo a la zona de falla de Motagua-Polochic-Isla de Swan, la dirección de extensión se sitúa en torno a los 80°, mientras que cuando el elemento se sitúa más cercano al arco volcánico la dirección de extensión tiende a girar en sentido horario hasta unos 110-115°. Es decir, la dirección de extensión en la zona de grábenes del

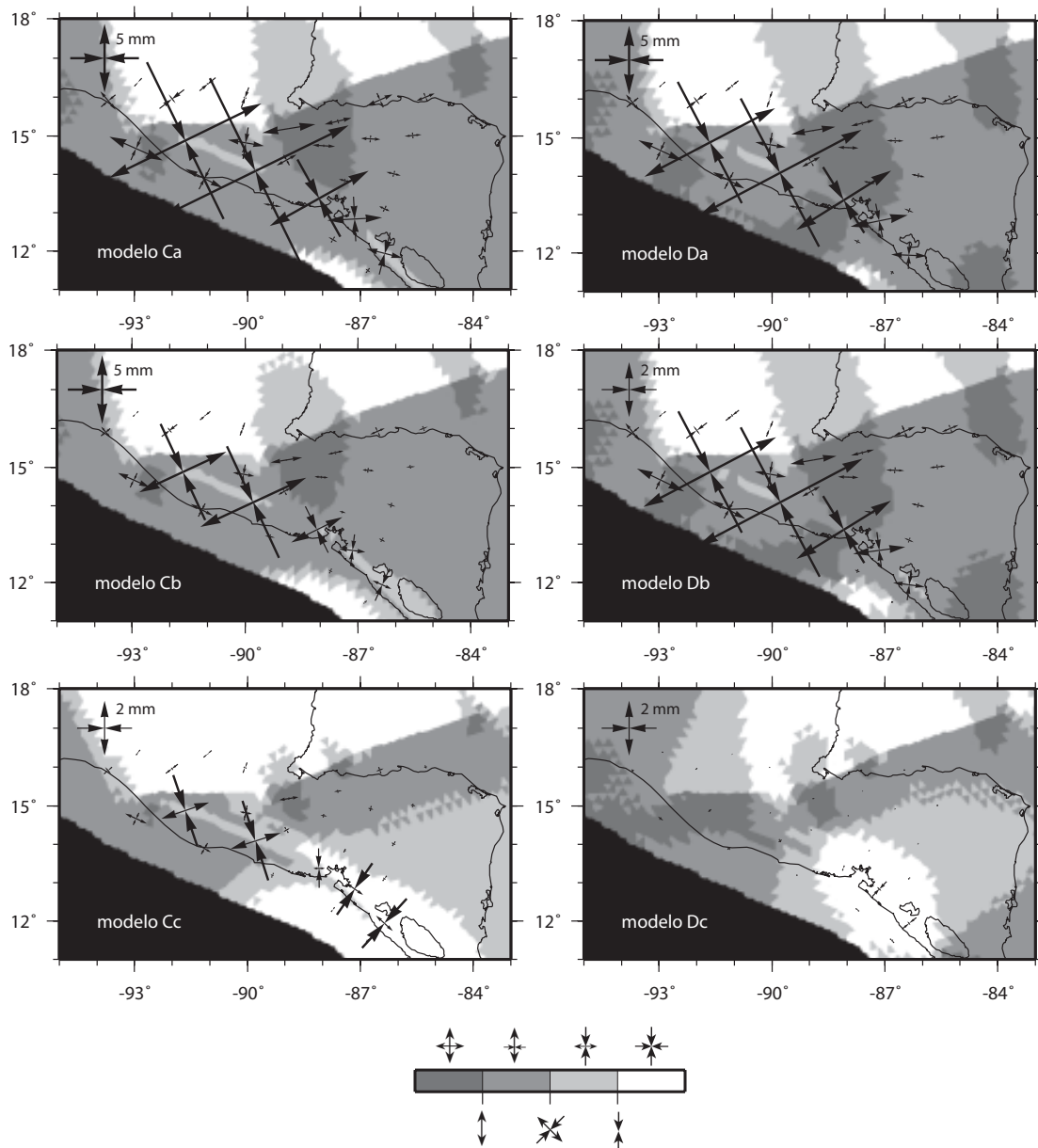


Figura 4.20: Mapas de factor de forma de esfuerzo y cruces de deformación de los modelos Ca, Cb, Cc, Da, Db y Dc.

bloque de Chortís tiende a ponerse paralela a la zona de cizalla más próxima, así, hacia el centro del bloque la dirección tiende a ser E-O. El régimen tectónico suele ser en la mayoría de modelos de tipo transtensivo, excepto en los modelos $A_c^{\uparrow\leftarrow}$, $B_c^{\uparrow\leftarrow}$, $C_c^{\uparrow\leftarrow}$ y $D_c^{\uparrow\leftarrow}$, donde oscilan los valores entre transtensivos y transpresivos. En los modelos $C_a^{1\leftrightarrow}$, $C_b^{1\leftrightarrow}$, $D_a^{1\leftrightarrow}$ y $D_b^{1\leftrightarrow}$ se genera un área de extensión biaxial que une el golfo de Fonseca con la zona del Graben de Su-la, coincidiendo con la zona de máxima extensión que forma la depresión de Honduras en la realidad (Figura 4.20).

Influencia de la variación del grado de debilidad del arco volcánico (Modelos M)

La principal variación que observamos en los modelos, al igual que ocurría con los perfiles de deformación vertical, es la relativa a la magnitud de las deformaciones (Figura 4.21). En el modelo $M0^{\uparrow \leftrightarrow (\blacktriangle)}$, sin zona de debilidad, las mayores magnitudes de deformación las encontramos en la zona de grábenes de Honduras, disminuyendo hacia la fosa gradualmente. En el modelo con mayor debilidad, el $M2^{\uparrow \leftrightarrow (\blacktriangledown)}$, la deformación en el arco volcánico es tres órdenes de magnitud mayor que en la zona de grábenes. En el modelo $M1^{\uparrow \leftrightarrow}$, el de la debilidad utilizada en el resto de modelos, la deformación en el arco volcánico es superior a la de la zona de grábenes, pero no llega a ser un orden de magnitud mayor. A la vista de los resultados arrojados a partir del cálculo de tensores de deformación con mecanismos focales [Guzmán-Speziale, 2001; Guzmán-Speziale et al., 2005; Cáceres et al., 2005] la deformación en el arco volcánico debería ser el doble o el triple que en la zona de grábenes. De esto podríamos deducir que el grado de debilidad empleado se ajusta a la realidad más que los de los modelos $M0^{\uparrow \leftrightarrow (\blacktriangle)}$ y $M2^{\uparrow \leftrightarrow (\blacktriangledown)}$, pero aun podría disminuirse levemente la debilidad para obtener resultados más cercanos a las observaciones.

Influencia de la variación del grado de acoplamiento de la zona de subducción (Modelos T)

Uno de los resultados de la variación del grado de acoplamiento es la variación que genera en la orientación de los ejes de deformación (Figura 4.21). De modo que al disminuir el grado de acoplamiento entre $T1^{\uparrow \leftrightarrow}$ y $T2^{\uparrow \leftrightarrow}$, las cruces de deformación de la zona de Guatemala–El Salvador giran en sentido antihorario, mientras que las cruces de la zona de Nicaragua no varían de manera perceptible su ángulo con el norte. Sin embargo, cuando disminuimos el grado de acoplamiento de $T2^{\uparrow \leftrightarrow}$ a $T3^{\uparrow \leftrightarrow}$, las cruces de Guatemala–El Salvador mantienen la misma orientación mientras que las de Nicaragua giran en sentido antihorario. Cabe destacar la sensibilidad de la magnitud de la deformación en la zona de Nicaragua con la disminución del grado de acoplamiento, lo que nos da idea de lo dependientes que son los resultados de esta zona ante las condiciones de contorno de la fosa de subducción en comparación con los del resto del arco volcánico y el bloque de Chortís. En cuanto a la deformación de la zona de grábenes, el resultado más destacable es que al pasar del modelo $T1^{\uparrow \leftrightarrow}$ al $T2^{\uparrow \leftrightarrow}$ se genera la zona de extensión biaxial en el área de la depresión central de Honduras, con lo que parece que la formación de esta depende del equilibrio entre fuerzas normales a la subducción y fuerzas tensionales del movimiento de la placa de Caribe, cuando éstas últimas son mayores o similares a las de la fosa se genera la extensión en esta zona.

Un resultado interesante es que el estado de esfuerzos y la elipse de deformación no dependen en gran medida del grado de partición de la deformación, si no más bien del grado de acoplamiento de la placa que subduce con la supra-

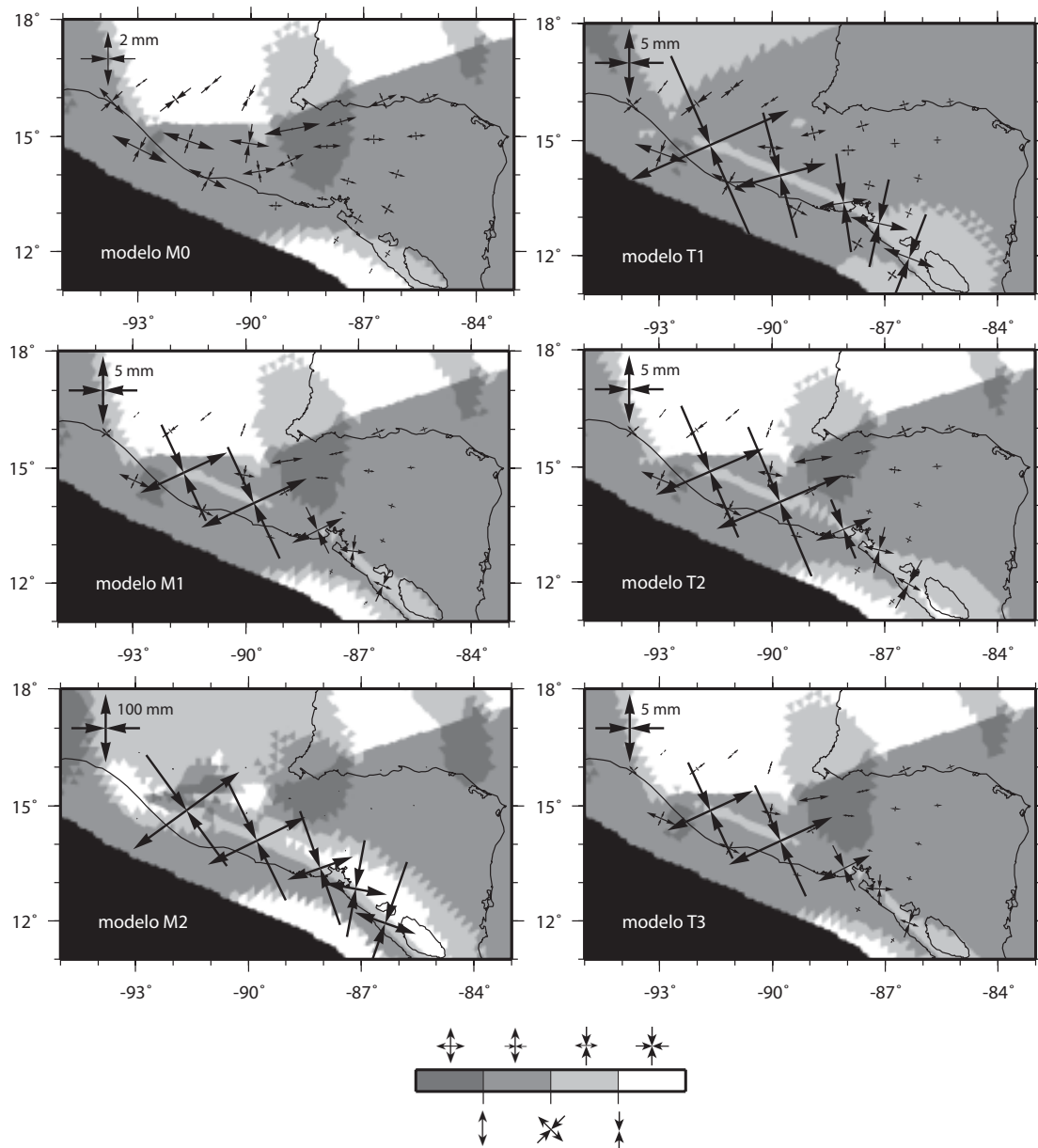


Figura 4.21: Mapas de factor de forma de esfuerzo y cruces de deformación de los modelos M0, M1, M2, T1, T2 y T3.

yacente. Si comparamos los modelos $T2^{\uparrow \leftrightarrow}$ y $T3^{\uparrow \leftrightarrow}$, con modelos equivalentes en cuanto a transmisión de fuerza normal a la fosa pero con partición de la deformación y equivalente fuerza de tensión (modelos $Bb^{\uparrow \leftrightarrow}$ y $Cb^{\uparrow \leftrightarrow}$), vemos que las diferencias no son muy grandes.

Comparación de los resultados

Al comparar nuestros resultados del arco volcánico con los publicados por otros autores, vemos que la orientación de las cruces obtenidas para la zona de Guatemala - El Salvador se asemeja bastante a los resultados obtenidos por Cáceres *et al.* [2005], mientras que en la zona de Nicaragua el resultado se aleja unos 30° en sentido horario. Al unir Guzmán-Speziale *et al.* [2005] todos los mecanismos focales en un elipsoide de deformación, y mezclar eventos de las tres zonas principales del arco volcánico estudiadas, su resultado no es directamente comparable con el nuestro, pero al menos cualitativamente podemos decir que la orientación media de los ejes extensivos del arco volcánico tendería a ser E-O (coincidiendo con sus resultados), pero con preponderancia en cuanto a magnitud de la deformación en la zona de Guatemala - El Salvador en los modelos C y D.

La diferencia entre los resultados para la zona de grábenes de los trabajos de Cáceres *et al.* [2005] y de Guzmán-Speziale *et al.* [2005] no es demasiado grande (unos 10°) y coincide con la orientación del eje de tensión obtenido en nuestros modelos. Esta orientación siempre puede variar levemente en función de la dirección del vector de movimiento de la placa de Caribe, pero las condiciones de contorno impuestas por la geometría de los límites del bloque harán que el resultado sea siempre bastante similar.

Conclusiones e implicaciones en la tectónica regional del modelado numérico

La realización de este modelo de elementos finitos nos ha permitido llegar a algunas conclusiones de importancia para la interpretación de la tectónica regional:

- El estado de esfuerzos presente en la zona de grábenes del bloque de Chortís es resultado de la combinación de tres factores principales: La dirección de movimiento de la parte oriental del bloque de Chortís hacia el este-noreste, la geometría de la zona de falla de Motagua-Polochic-Isla de Swan y un grado de acoplamiento de la subducción medio o bajo.
- El estado de esfuerzos del arco volcánico depende directamente de la fuerza de tensión debida al movimiento del bloque de Chortís y de la presencia de una zona de debilidad que nuclea la deformación. Además un grado bajo de acoplamiento de la subducción, con o sin partición de la defor-

mación, hace que los resultados se ajusten mejor a los datos de control, existiendo cierto equilibrio entre las fuerzas de subducción y de tensión.

- Es necesaria la zona de debilidad del arco volcánico para lograr unos resultados comparables a la realidad. Esta debilidad no debe ser mayor que un orden de magnitud en relación con los materiales del entorno.
- La presencia de una elevación topográfica en el arco volcánico guatemalteco puede deberse a las características geométricas de los límites de placas en esta zona. Las fuerzas compresivas de la subducción empujan el bloque de proarco en Guatemala contra la placa norteamericana de manera que este bloque queda pinzado y experimenta un levantamiento relativo.

Desde un punto de vista tectónico, la zona de subducción mesoamericana debe presentar un grado de acoplamiento bajo, con una transmisión de esfuerzos baja a la placa suprayacente. Esto puede deberse a la geometría de la placa en subducción y/o al movimiento relativo entre ambas placas [Uyeda, 1982; Scholz y Campos, 1995; Heuret y Lallemand, 2005]. El hecho de que exista este bajo grado de acoplamiento no debe confundirse con la necesidad de existencia de partición de la deformación para lograr en el arco volcánico la deformación observada. En los resultados hemos observado que el factor determinante es el bajo grado de acoplamiento para evitar la transmisión excesiva de fuerzas compresivas normales a la fosa, independientemente de la existencia de partición de la deformación. Si esta existe, el movimiento paralelo a la fosa del bloque de proarco debe ocurrir a favor de estructuras heredadas y generadas principalmente por el movimiento relativo del bloque de Chortís hacia el este.

La presencia de las fuerzas tensionales debidas al movimiento del bloque de Chortís implica la existencia de deformación interna de este bloque en su extremo occidental. Hemos visto como esto es debido al pinzamiento y bloqueo que sufre el bloque de Chortís en la zona de Guatemala, lo que apoya las hipótesis de diversos autores [Malfait y Dinkelman, 1972; Burkart y Self, 1985].

Como evidencian los datos sísmicos, el régimen tectónico en el arco volcánico es de desgarre, con componentes inversas algo más importantes en la zona de Guatemala según nuestros resultados. La orientación del elipsoide de deformación y su magnitud depende del equilibrio entre las fuerzas compresivas de la subducción y las tensionales del bloque de Chortís. Estos resultados son coherentes con los obtenidos por Cáceres *et al.* [2005] y por Guzmán-Speziale *et al.* [2005], confirmando además la hipótesis propuesta por este último para la generación del tensor de deformación.

La existencia de la depresión central de Honduras, como un corredor de deformación de fallas normales entre el Golfo de Fonseca y el graben de Sula, es una consecuencia de la geometría de las zonas de desgarre que limitan el bloque de Chortís y la existencia de los esfuerzos tensionales. El hecho de que exista esta zona de mayor deformación puede generar la compartimentación en bloques propuesta por Burkart [1983] y el que el estado de esfuerzos en la zona

4.4. Discusión de los resultados e implicaciones en la tectónica regional

de Nicaragua difiera sensiblemente del presente en la zona de El Salvador al configurarse en un bloque distinto [*Cáceres et al.*, 2005].

Capítulo 5

Conclusiones finales

Una vez discutidas las implicaciones, y obtenidas conclusiones parciales, en cada uno de los capítulos correspondientes a diferentes metodologías; en este capítulo hago una síntesis de las conclusiones más destacables y sus implicaciones en la tectónica de la zona. Así, las discusiones en torno a diferentes interpretaciones o incertidumbres han sido obviadas, y lo que aquí aparece es la destilación final de todo el proceso de discusión y análisis científico; estando plasmadas casi exclusivamente las conclusiones propias obtenidas en esta tesis.

El norte de Centroamérica puede dividirse en dos zonas cuyas condiciones tectónicas son diferentes: por un lado el Arco Volcánico Centroamericano y por otro el Bloque de Chortís *sensu stricto*. La primera muestra una deformación dependiente tanto de la deriva de la placa de Caribe, a la que la parte oriental del Bloque de Chortís está soldado, como de la zona de subducción; mientras que el Bloque de Chortís se deforma principalmente como efecto de la deriva de placa de Caribe con respecto a la de Norteamérica y la geometría de los límites del bloque al noroeste y suroeste. De este modo, las deformaciones observadas se enmarcan dentro de un sistema de punto triple difuso entre las placas de Norteamérica, Caribe y del Coco. Ejerciendo influencia sobre esta zona, además de la deriva de la placa de Caribe tenemos la subducción de la placa del Coco, cuyas características he analizado desde el punto de vista de la sismicidad y que también a continuación se resumen.

5.1. Arco Volcánico Centroamericano

El arco volcánico puede dividirse de manera básica en tres segmentos, atendiendo a su geomorfología y características de su sismicidad. Estos segmentos son: Guatemala, El Salvador y Nicaragua, siendo sus límites claramente identificables.

El segmento guatemalteco del arco se extiende desde su intersección al NO con la falla de Polochic hasta el borde occidental del graben de Ipala, el segmento salvadoreño desde este graben hasta el Golfo de Fonseca y el nicaragüense desde aquí hasta las sierras costarricenses. Estos segmentos pueden subdividir-

se a su vez en dos partes cada uno, pero atendiendo básicamente a las características del relieve, lo que puede ser debido a que los procesos que los diferencian no son tan evidentes sísmicamente como para poder ser interpretados a partir de un catálogo sísmico tan limitado en el tiempo. Sin embargo, estas divisiones propuestas en el Capítulo 2 si pueden relacionarse con estructuras de tipo tectónico, y coinciden en general con las propuestas por Carr en diferentes trabajos [Stoiber y Carr, 1973; Carr, 1976; Carr y Stoiber, 1977; Carr et al., 2007a], con excepción de la subdivisión en El Salvador, la menos evidente quizás de todas.

El arco en Guatemala se divide en dos partes al sur del graben de Guatemala, coincidiendo de manera aproximada con la desaparición de la falla de Jalpatagua en el arco volcánico y la de Motagua al norte [Muehlberger y Ritchie, 1975; Langer y Bollinger, 1979; Burkart, 1983; Cameron et al., 2002]. En El Salvador la división es más confusa, pero parece haber una segmentación del arco con variaciones en la posición de los edificios volcánicos y en la traza de la Zona de Falla de El Salvador [Martínez-Díaz et al., 2004] a la altura del graben del Lempa [Corti et al., 2005], además de diferencias hipsométricas. El arco en Nicaragua se subdivide en dos a la altura del Lago Managua, donde existe un salto evidente en la alineación volcánica y se corresponde con la zona de las fallas de Cofradía, Tiscapa y el aeropuerto [Brown et al., 1973; Langer et al., 1974; Cowan et al., 2002; La Femina et al., 2002]. Como se desprende de esta segmentación, parece que el arco volcánico desde su extremo noroccidental hasta al Golfo de Fonseca está muy influido por la tectónica del Bloque de Chortís, mientras que en la zona de Nicaragua esta influencia no es tan clara y la subdivisión del arco podría estar más relacionada con procesos de la subducción.

Independientemente de la influencia mayor o menor de la subducción o el bloque de Chortís, el arco volcánico presenta una sismicidad con desgarres bastante puros en toda su extensión, aunque la frecuencia de los eventos disminuye hacia el NO, siendo esta actividad baja en la zona mas occidental del arco en Guatemala y desapareciendo en la intersección de la falla de Polochic con el arco. En esta zona occidental del arco la cantidad de deformación absorbida es bastante menor que en El Salvador y Nicaragua, presentando en éstas zonas orientales además los eventos cierta componente normal.

Los rasgos sísmicos y geomorfológicos se ajustan bien al modelo de esfuerzos que he obtenido por métodos numéricos, que predice un estado de esfuerzos transtensivo en los arcos salvadoreño y nicaragüense, mientras que en Guatemala lo predice transpresivo. Además, la menor deformación acomodada en la parte occidental del arco se explica por la presencia de las estructuras extensionales del bloque de Chortís, que absorben gran parte del movimiento relativo de las placas de Caribe y Norteamérica.

Desde el punto de vista reológico el arco volcánico supone una importante zona de debilidad que nuclea la deformación debida al movimiento relativo entre el bloque de proarco y el bloque de Chortís. Esto influye tanto en la ocurrencia de mayor cantidad de eventos sísmicos en el arco que en el entorno, como en la orientación del eje de deformación. Al tener lugar la deformación

a favor de una debilidad preexistente el tensor de deformación no mantiene la misma orientación que el de esfuerzos, y por eso aparece rotado en el arco volcánico, aunque no habría que descartar la existencia de un tensor de esfuerzos levemente diferente debido a la influencia de la deriva relativa de la placa de Caribe [Guzmán-Speziale *et al.*, 2005].

5.2. Bloque de Chortís

La división del Bloque de Chortís en sub-bloques es similar a las propuestas por otros autores [Manton, 1987; Gordon y Muehlberger, 1994; Rogers, 2003; Marshall, 2007], diferenciando tres zonas limitadas por estructuras tectónicas relevantes. La zona occidental se extiende desde la falla de Motagua hasta la depresión de Honduras; la central desde la depresión de Honduras a la falla de Guayape y la oriental desde ésta hasta el escarpe de Hess y por el NE hasta Jamaica a lo largo del alto nicaragüense.

La parte oriental no presenta una influencia destacable de la tectónica reciente en su relieve, siendo sus sierras relictos erosivos de cinturones de deformación mesozoicos.

La parte central está afectada al norte por la depresión de las islas Caimán y al sur por el Golfo de Fonseca; al norte se genera una extensión perpendicular al límite Norteamérica - Caribe que da lugar a una serie de fallas normales que compartimentan las sierras de la costa caribeña de Honduras con dirección OSO-ENE, y al sur, por influencia del Golfo de Fonseca, se generan una serie de estructuras extensionales que se disponen radialmente respecto al golfo con direcciones de N-S a NE-SO. Estas estructuras quedan confinadas por la falla de Guayape al este y la depresión de Honduras al oeste. A pesar de presentar una fuerte impronta en el relieve, lo que queda marcado por sus características hipsométricas (Capítulo 2), la tectónica reciente que lo configura parece no presentar en la actualidad un grado de actividad alto, siendo en esta zona central la sismicidad bastante baja y habiendo únicamente eventos destacables asociados a las estructuras extensionales del norte.

La zona occidental es la más activa sísmicamente y la que presenta unos rasgos morfotectónicos más destacados. En las inmediaciones de la falla de Motagua se desarrollan un conjunto de fallas de desgarre siniestro que forman parte, o han formado parte, del límite Norteamérica - Caribe. Estas estructuras (ejemplos son las fallas de Jocotán y Chamelecón) dan lugar a la formación de pequeñas cuencas «pull-apart» entre ellas, de las que el graben de Guatemala podría ser parte. Al sur de estas fallas el bloque puede subdividirse en dos regiones cuyas características morfoestructurales difieren, de manera similar a lo que ocurría en la zona central. Al norte las estructuras presentan direcciones predominantes NNE-SSO y al sur direcciones NNO-SSE, estando en esta última muy marcado el relieve de tipo «horst y graben». El graben de Ipala se enmarca dentro de esta última región, siendo la estructura extensional más activa y estando poblado por un vulcanismo activo abundante. Dividiendo ambas

regiones de la zona occidental existe un corredor de estructuras de dirección E-O que podría estar dando lugar al desplazamiento siniestro de las dos ramas principales de la depresión de Honduras, y que quizás podría extenderse por la zona central.

Tanto los datos geomorfológicos como los sísmicos, así como el modelado numérico, muestran en esta parte occidental del bloque la mayor cantidad de deformación activa. Esta deformación está generada por el movimiento hacia el este relativo de la placa de Caribe con respecto a Norteamérica, dando lugar a unos esfuerzos extensionales de dirección E-O. Las zonas de desgarre que limitan hacia el norte y el sur esta parte del bloque ejercen una influencia muy clara sobre la tectónica activa, como lo demuestran tanto los ejes de deformación obtenidos de la sismicidad (Capítulo 3), como la geomorfología analizada (Capítulo 2).

La región norte de la parte occidental del bloque esta influida por el desgarre del límite Norteamérica-Caribe, de manera que el elipsoide de deformación rota aquí en sentido horario, mientras que en la región sur, influido por la deformación del arco volcánico, lo hace en sentido antihorario. Una mayor tasa de deformación extensional E-O en la región sur, como parece desprenderse de la geomorfología, podría generar el movimiento siniestro relativo entre ambas regiones y el desplazamiento de la depresión de Honduras (Figura 2.25). Esta depresión, formada por una guirnalda de grábenes y estructuras extensionales desde el graben de Sula al norte al Golfo de Fonseca en la costa pacífica, se forma debido a la geometría levemente curvada de los límites de desgarre, que en combinación con la dirección de movimiento hacia el este de la parte oriental del bloque da lugar a una banda de deformación extensiva que probablemente desacopla la zona occidental del resto compartimentando el bloque [Burkart, 1983; Cáceres *et al.*, 2005].

El estado de esfuerzos presente en la zona occidental del bloque de Chorotís es el resultado de la unión de diferentes factores: el movimiento de la parte oriental del bloque soldado a la placa de Caribe; la geometría en forma de cuña formada por la convergencia de las zonas de desgarre hacia el oeste, la baja influencia de los esfuerzos compresivos de la subducción debido al bajo acomplamiento y la existencia de una zona de debilidad en el arco volcánico que permite el desplazamiento hacia el este del bloque con cierta facilidad.

5.3. Subducción de la placa del Coco bajo el norte de Centroamérica

A poca profundidad, hacia la parte externa de la fosa, se producen frente a las costas centroamericanas una serie de eventos de tipo normal que están relacionados con la flexión de la placa del Coco al comenzar a subducir bajo la de Caribe. Estos eventos tienen lugar a favor de estructuras heredadas formadas durante la formación de la corteza oceánica en las dorsales. La dirección

de estas estructuras es paralela a la dirección de la dorsal original. Al subducir estas estructuras pasan a ser menos activas a unos 5 - 10 km de profundidad, donde los esfuerzos compresivos del contacto entre las placas dificultan el deslizamiento a favor de estos planos. Una vez pasado los 50 - 60 km, profundidad de la zona de transición de la subducción, es decir, donde termina la interacción frágil entre las placas, estas estructuras normales vuelven a cobrar mayor importancia siendo las responsables principales de la sismicidad en la placa subducida. Grandes eventos de estas características han tenido lugar recientemente en la zona, como el terremoto de 13 de Enero de 2001 frente a las costas salvadoreñas, con magnitud Mw 7.7 y un hipocentro a 54 km de profundidad [Vallée et al., 2003].

A lo largo de la fosa las direcciones de los ejes P obtenidas de los mecanismos focales de tipo inverso varían en su dirección de compresión principal de N195°E - N225°E; formando un ángulo de entre 10° y 20° con la dirección del movimiento de la placa del Coco respecto a Caribe. Este hecho puede indicar la existencia de partición de la deformación, acomodándose la deformación paralela al surco debida a ese pequeño ángulo a favor de las estructuras de desgarre del arco volcánico y gracias a su baja resistencia [Jarrard, 1986]. Sin embargo la existencia de esta partición no es necesaria para la formación de estos desgarres, ya que se forman principalmente debido a la deriva relativa de la placa de Caribe con respecto al bloque de proarco, que queda anclado y pinzado a la placa de Norteamérica en su extremo occidental. Estas observaciones quedan explicadas también por el equilibrio de fuerzas necesario para dar lugar a la deformación existente, como se ha mostrado en el modelo numérico (Capítulo 4). Este modelo también arroja resultados coherentes con otros estudios previos basados en metodologías diferentes que predicen o describen un grado de acoplamiento bajo entre la placa subducente y la suprayacente [Pacheco et al., 1993; Guzmán-Speziale y Gómez-González, 2006; Lyon-Caen et al., 2006]. Este bajo grado de acoplamiento se debe principalmente a la dirección de movimiento de la placa suprayacente, alejándose de la fosa, aunque el caso de la subducción mesoamericana sea especial, dado que el movimiento en lugar de ser perpendicular a la fosa es oblicuo, generando en la zona trasarco una extensión con generación de grábenes perpendiculares al arco en lugar de paralelos, como es el caso normal y más extendido en los sistemas de subducción con extensión trasarco. Esta extensión trasarco es la que forma los grábenes N-S en el bloque de Chortís, en la zona occidental principalmente.

A pesar de la aparente homogeneidad de las características de los eventos de tipo inverso en la parte más superficial de la subducción, existen dos subfamilias situadas en diferentes áreas, por un lado unos eventos con ejes P de dirección más N-S frente a las costas del Golfo de Tehuantepec y Chiapas, y otros eventos con ejes P de direcciones más NE-SO hacia El Salvador y Nicaragua. El cambio entre ambas familias tiene lugar frente a las costas de Guatemala, lo que indica que esta diferencia se debe a las direcciones de movimiento diferentes de las placas suprayacentes, por un lado la de Nortamérica y por otro la de

Caribe. Además de esta diferencia en las direcciones de los ejes P, en cuanto a la cantidad de energía liberada también hay ciertas diferencias, liberándose mayor energía en eventos de tipo inverso en la subducción en Guatemala y hacia el extremo oriental de la fosa en Nicaragua, así mismo, frente a las costas de El Salvador y en el Golfo de Fonseca la actividad de tipo inverso es menor, siendo mayor la de tipo normal. Ambas observaciones pueden explicarse si el grado de acoplamiento es variable a lo largo de la subducción, de manera que tanto en Guatemala como hacia Costa Rica el grado de acoplamiento sería mayor y en la zona de El Salvador menor.

Si entendemos que el acoplamiento es proporcional a la velocidad relativa entre las placas implicadas en la subducción y a las características de rugosidad de la corteza subducida [Uyeda y Kanamori, 1979; Pacheco et al., 1993; Conrad y Lithgow-Bertelloni, 2004; Cruciani et al., 2005; Heuret y Lallemand, 2005; Lallemand et al., 2005; Doglioni et al., 2007], entonces podemos interpretar que en el caso de Guatemala el acoplamiento es mayor debido al movimiento hacia la fosa de la placa de Norteamérica que pinza y comprime el arco en esta zona, por otro lado, el mayor acoplamiento en el extremo oriental nicaragüense puede ser debido a la influencia de la variación de la textura, con un aumento de la rugosidad del fondo oceánico, en la subducción de la cordillera del Coco. Al existir menos acoplamiento en la zona de El Salvador - Golfo de Fonseca los esfuerzos de la tracción de la placa al subducir son transmitidos con mayor facilidad hacia la zona superior de la subducción, lo que hace que se genere una mayor liberación de momento sísmico de tipo normal [Conrad y Lithgow-Bertelloni, 2004]. Esta variación de acoplamiento a lo largo de la subducción fue relacionado directamente con las variaciones de acercamiento - alejamiento de las placas por Scholz y Campos [1995].

Como ya ha sido mencionado, entre 50 y 60 km se encuentra la zona de transición entre la deformación frágil y la dúctil asociada al contacto entre las placas, es decir, la base de la zona sismogénica. A partir de los 40 km los terremotos de tipo normal intralámina (en la placa subducente) empiezan a cobrar importancia y son predominantes hasta los 80 km aproximadamente. Estos eventos es probable que reactiven las fallas normales que ya han actuado al comenzar la subducción por el doblado de la placa, pero que al variar el buzamiento de ésta los planos pasan a ser subverticales. Por debajo de los 80 km comienzan a aparecer eventos de tipo inverso, pero que obedecen al mismo tipo de deformación que los normales, es decir, la fuerza principal es el tirón de la placa al subducir. Al buzarse unos 70° la placa, y por lo tanto ser similar la inmersión del eje de menor compresión del tensor de esfuerzos (en este caso sería negativo y por lo tanto extensional), los ejes T de los mecanismos focales tienden también a verticalizarse, dando lugar a eventos con uno de sus planos nodales subvertical y pasando de ser normales a ser inversos (Figura 5.1). Por otro lado, la dirección de los ejes P a profundidades mayores de 100 km, subperpendiculares a la placa subducente, pueden marcar una dirección de esfuerzos debidos a las fuerzas de anclaje del manto en oposición al movimiento de la placa [Scholz y Campos,

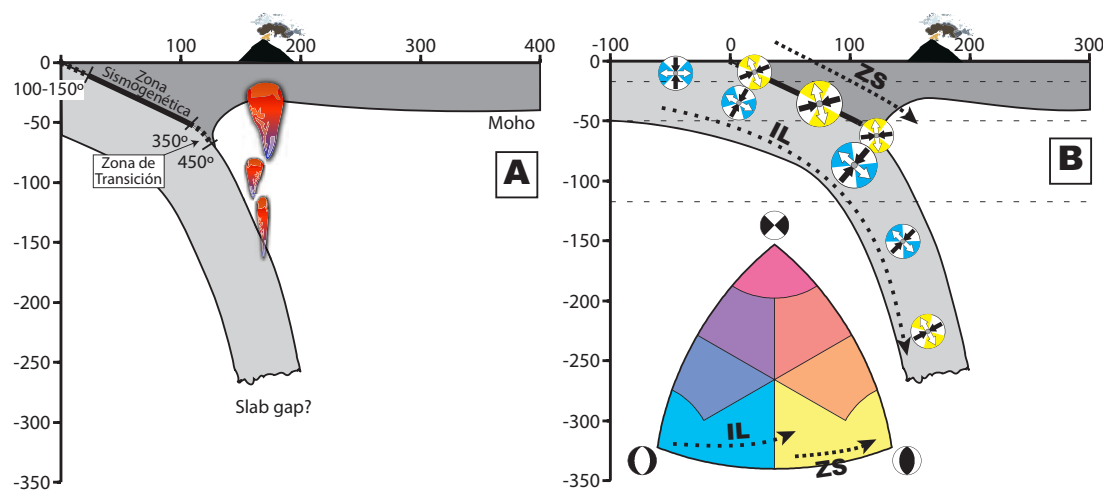


Figura 5.1: Esquema de la subducción en Centroamérica. A) Esquema geodinámico de la zona de Wadati - Benioff. La estructura litosférica es una idealización de la propuesta en otros trabajos [Kim *et al.*, 1982; Byrne *et al.*, 1988; Rogers *et al.*, 2002; González *et al.*, 2007; MacKenzie *et al.*, 2008]. B) Distribución y orientación de los mecanismos focales relacionados directamente con la subducción en el contexto de la zona de Wadati - Benioff. Nótese como el cambio de evento de tipo normal a inverso en profundidad se debe a la variación en la inclinación de la placa.

1995; Christova *et al.*, 2004; Heuret y Lallemand, 2005].

A partir de los 40 km, pero sobre todo por debajo de la zona de transición, aparecen eventos de desgarre con uno de los ejes principales paralelos a la subducción; Hacia el Golfo de Tehuantepec, El Salvador y Golfo de Fonseca, predominan los eventos en los que este eje es el T, mientras que en Guatemala y Chiapas el T paralelo aparece hacia el sur y el P paralelo hacia el norte. La presencia de estos eventos de desgarre, junto con la geometría en profundidad de la placa subducente deducida a partir de la distribución hipocentral de los sismos, muestran cómo la placa del Coco al subducir se pliega longitudinalmente, heredando en cierto modo la geometría de la fosa. Estos plegamientos litosféricos de inmersión subvertical producen esfuerzos intralámina paralelos a la dirección de la fosa que generan los eventos de desgarre, mostrando ejes T paralelos cuando la fuerza prevalente es la extensiva, es decir en la cara convexa del pliegue, y ejes P paralelos en la cara cóncava, donde la fuerza es compresiva. Este tipo de plegamiento con sismicidad anómala asociada ha sido descrito en otras zonas de subducción [Cardwell y Isacks, 1978; Coudert *et al.*, 1981; Burbach y Frohlich, 1986], e incluso en esta misma zona para el Golfo de Tehuantepec [Ponce *et al.*, 1992; Bravo *et al.*, 2004] y en el límite Nicaragua - Costa Rica [Guendel y Protti, 1998]. La subducción mesoamericana presenta tres pliegues principales con direcciones subparalelas. El mayor plegamiento es el descrito por Ponce *et al.* [1992] y Bravo *et al.* [2004] en el Golfo de Tehuantepec, convexo hacia el norte,

5.3. Subducción de la placa del Coco bajo el norte de Centroamérica

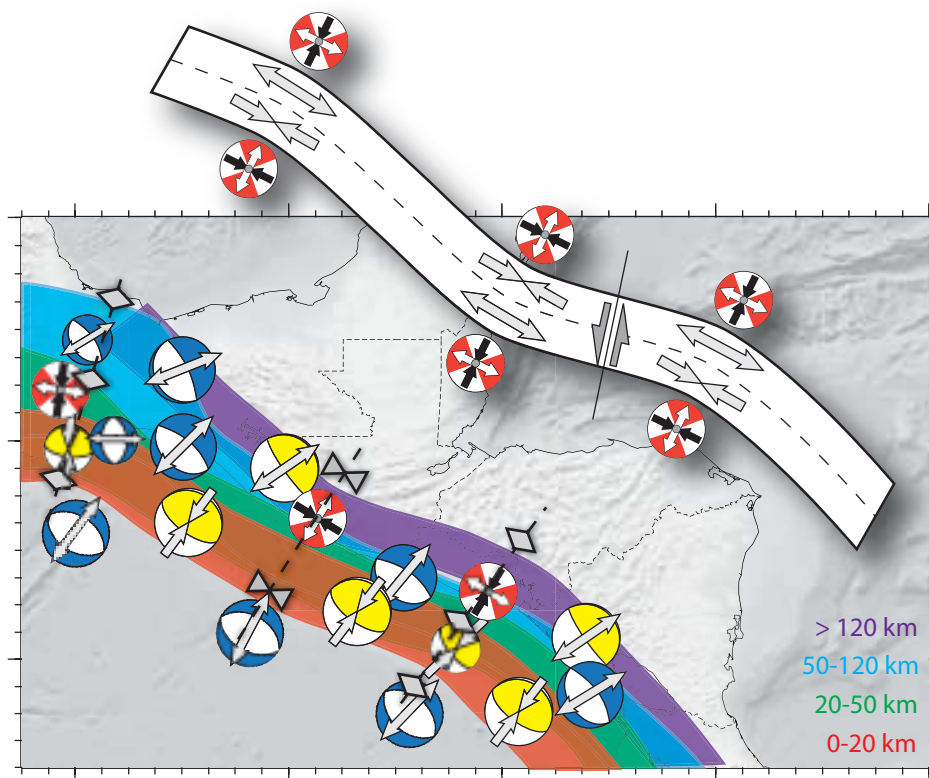


Figura 5.2: Esquema mostrando la geometría ondulada de la zona de subducción. Las bandas de color representan la nube de eventos entre las profundidades indicadas en la leyenda. Se muestran los tipos de evento representativos en cada parte de la subducción así como los ejes de los pliegues litosféricos deducidos. En la parte superior se muestra un esquema del modelo mecánico de flexura y la distribución de esfuerzos teórica responsable de los eventos de desgarre intralámينا.

que da paso a un pliegue cóncavo hacia el norte en la zona de Guatemala y de nuevo otro convexo hacia el norte en El Salvador - Golfo de Fonseca (Figura 5.2).

Epílogo - Interrogantes

Como en todo trabajo científico, una de las conclusiones más importantes es la obtención de un buen número de preguntas sin contestar a las que hacer frente en el futuro. En esta tesis ésta es una de las conclusiones principales. Si bien hemos ahondado en el conocimiento de los procesos que controlan el estado de deformaciones y esfuerzos del norte de Centroamérica, y nuestro conocimiento es mayor que cuando comencé este trabajo, el número de incertidumbres que permanecen o son nuevas sigue siendo alto.

¿Se comporta el bloque de proarco como una microplaca independiente con movimiento propio? O ¿está soldada a la placa de Norteamérica y se mueve de manera coherente con ella? Por lo tanto: ¿Existe partición de la deformación (*strain partitioning*) en la subducción mesoamericana?

¿Cómo se produce la interacción entre las estructuras del bloque de Chortís y las del arco volcánico? Si son las divisiones del arco un reflejo de la tectónica de trasarco, ¿cómo se distribuye la deformación asociada al punto triple difuso entre ambos dominios?

Si el arco volcánico en Guatemala está levantado, y en Nicaragua hundido, ¿por qué en la sismicidad actual aparecen casi en exclusiva eventos de desgarre en el arco? ¿Es el catálogo sísmico actual suficientemente representativo de la neotectónica?

¿Cuál es el grado de debilidad del arco volcánico? ¿Cómo es su reología? ¿En que grado de evolución estructural están sus principales fallas? ¿Cómo absorben la deformación?

¿Sigue siendo tectónicamente activa la parte central del bloque de Chortís? ¿Se concentra la deformación entre el graben de Ipala y la depresión de Honduras? ¿Cuál es la importancia de la falla de Guayape en la tectónica regional? ¿Y del Golfo de Fonseca?

¿Cuál es la importancia del grado de acoplamiento en la subducción para la generación de terremotos destructivos? ¿Podemos introducir de algún modo estas variaciones del acoplamiento a lo largo del arco en los modelos de peligrosidad sísmica? ¿Cómo se comporta este sistema a lo largo de un ciclo sísmico? ¿Cuál es su influencia en la actividad sísmica del arco volcánico?

¿Cómo se genera el plegamiento de la lámina de subducción? ¿Cómo influye en la geodinámica del manto? ¿Existen falla de rasgado en la lámina o solamente pliegues? ¿Cuál es la importancia de las fuerzas de anclaje sobre la placa subducente?

Junto a estas cuestiones habrá muchas más, son y serán muy variadas; y aunque si bien esto no garantiza un futuro exitoso, al menos si lo garantiza ocupado.

Apéndice A

Código de obtención de parámetros de mecanismos focales a partir de Tensores de Momento Sísmico

Varias de las funciones utilizadas en este código proceden de las subrutinas en FORTRAN FPSPACK de *Gasperini y Vannucci* [2003].

```
function [output] = planero()

% Loads the file to process
[File,Pathname]=uigetfile('*.xls','File to process');
file=horzcat (Pathname,File);
[input]=xlsread(file);

def={'1'};
%outformat=inputdlg('formats: 1-all, 2-tectonicsfp, 3-frohlich.','Output file format',1,def);
outformat=mat2str(cell2mat(inputdlg('formats: 1-all, 2-tectonicsfp, 3-Kaverina-Class,...
4-Frohlich, 5-Cratos.','Output file format',1,def)));

[m,n]=size(input);

if n ~= 11 % comprobacion del numero de columnas en el fichero de entrada
    warn(1)={'Number of columns in input file is different from the expected (11)'};
    warn(2)={'Closing the program'};
    h = warndlg(warn);
    uiwait(h)
else

g=m+1;
switch outformat % preallocating output
    case '1'
        output=zeros(m,36);
    case '2'
        output=zeros(m*2,5);
    case '3'
        output=zeros(m,4);
    case '4'
        output=zeros(m,5);
```

```

        case '5'
            output=zeros(m,4);
        end

    for f=1:m
        exp=input(f,10);
        mrr=(input(f,4))*10^(exp);
        mtt=(input(f,5))*10^(exp);
        mff=(input(f,6))*10^(exp);
        mrt=(input(f,7))*10^(exp);
        mrf=(input(f,8))*10^(exp);
        mtf=(input(f,9))*10^(exp);
        am=[mtt mtf mrt;mtf mff mrf;mrt mrf mrr];

% para evitar problemas con los cosenos cambio los valores de 0 por 0.000001

        pos=ismember(am,0);
        ceros=find(pos);
        am(ceros)=0.000001;

%subrutina ar2ha de Gasperini y Vanucci
        ama(1,1)=am(1,1);
        ama(1,2)=-am(1,2);
        ama(1,3)=am(1,3);
        ama(2,1)=-am(2,1);
        ama(2,2)=am(2,2);
        ama(2,3)=-am(2,3);
        ama(3,1)=am(3,1);
        ama(3,2)=-am(3,2);
        ama(3,3)=am(3,3);

%calculo de eigenvalues y eigenvectors
        [vec,val]=eig(ama);

%%tomado de la subrutina ar2pt
        e=trace(ama)/3;
        dval=val-e;

%ordenacion de eigenvalues y eigenvectors en orden ascendente de
%eigenvalues
        dvalo=sort(dval);
        dvalo=dvalo';
        %tst=sqrt(dval*dvalo);
        i=0;
        while i<3
            i=i+1;
            if dval(i)==dvalo(1)
                veco(:,1)=vec(:,i);
            end
            if dval(i)==dvalo(2)
                veco(:,2)=vec(:,i);
            end
            if dval(i)==dvalo(3)

```

```

        veco(:,3)=vec(:,i);
    end
end
am0=dvalo(1);
fclvd=(abs(dvalo(2)))/(max(abs(dvalo(1)),abs(dvalo(3))));
%am1=abs(dvalo(3));
am0b=(abs(dvalo(1))+abs(dvalo(2)))/2;
Mw=((2/3)*log10(am0b))-10.7;
if am0<0
    am0=-am0;
end
px=veco(1,1);
py=veco(2,1);
pz=veco(3,1);
tx=veco(1,3);
ty=veco(2,3);
tz=veco(3,3);
bx=veco(1,2);
by=veco(2,2);
bz=veco(3,2);

%llamando a ca2ax
[trendp,plungp]=ca2ax(px,py,pz);
[trendt,plungt]=ca2ax(tx,ty,tz);
[trendb,plungb]=ca2ax(bx,by,bz);

%llamando angle
[ang]=angle(px,py,pz,tx,ty,tz);

[px,py,pz]=normal(px,py,pz);
if pz<0
    px=-px;py=-py;pz=-pz;
end
[tx,ty,tz]=normal(tx,ty,tz);
if tz<0
    tx=-tx;ty=-ty;tz=-tz;
end
anx=tx+px;
any=ty+py;
anz=tz+pz;
[anx,any,anz]=normal(anx,any,anz);
dx=tx-px;
dy=ty-py;
dz=tz-pz;
[dx,dy,dz]=normal(dx,dy,dz);
if anz>0
    anx=-anx;any=-any;anz=-anz;
    dx=-dx;dy=-dy;dz=-dz;
end
%llamando nd2pl
[phia,deltaa,alama,dipdira]=nd2pl(anx,any,anz,dx,dy,dz);
[phib,deltab,alamb,dipdirb]=nd2pl(dx,dy,dz,anx,any,anz);

```

```

%llamando slipinm
[slipa,inmera]=slipinm(phia,deltaa,alama);
[senta]=sense(alama);
[slipb,inmerb]=slipinm(phib,deltab,alamb);
[sentb]=sense(alamb);

% x e y diagrama Kaverina
zt = sin(deg2rad(plungt));
zb = sin(deg2rad(plungb));
zp = sin(deg2rad(plungp));
L = 2*sin(0.5*acos((zt+zb+zp)/sqrt(3)));
N = sqrt(2*((zb-zp)^2 + (zb-zt)^2 + (zt-zp)^2));
x_kav = sqrt(3)*(L/N)*(zt-zp);
y_kav = (L/N)*(2*zb-zp-zt);

%senos para el diagrama de Frohlich
sin2p= zp^2;
sin2t= zt^2;
sin2b= zb^2;

%Obtencion de clase clasificacion Alvarez
class=mecclass([plungp,plungb,plungt]);

%guardado de datos
switch (outformat)
    case '1' % all
        output(f,1:11)=input(f,1:11);
        output(f,12)=am0b;
        output(f,13)=Mw;
        output(f,14)=phia;
        output(f,15)=deltaa;
        output(f,16)=alama;
        output(f,17)=slipa;
        output(f,18)=inmera;
        output(f,19)=phib;
        output(f,20)=deltab;
        output(f,21)=alamb;
        output(f,22)=slipb;
        output(f,23)=inmerb;
        output(f,24)=trendp;
        output(f,25)=plungp;
        output(f,26)=trendt;
        output(f,27)=plungt;
        output(f,28)=trendb;
        output(f,29)=plungb;
        output(f,30)=fclvd;
        output(f,31)=sin2p;
        output(f,32)=sin2t;
        output(f,33)=sin2b;
        output(f,34)=x_kav;
        output(f,35)=y_kav;
        output(f,36)=class;
    case '2' % tectonicsfp

```



```

        output(f,1)=dipdira;
        output(f,2)=deltaa;
        output(f,3)=slipa;
        output(f,4)=inmera;
        output(f,5)=senta;
        output(g,1)=dipdirb;
        output(g,2)=deltab;
        output(g,3)=slipb;
        output(g,4)=inmerb;
        output(g,5)=sentb;
        g=g+1;
    case '3' % Kaverina
        output(f,1)=x_kav;
        output(f,2)=y_kav;
        output(f,3)=class;
        output(f,4)=Mw;
    case '4' % Frohlich
        output(f,1)=sin2t;
        output(f,2)=sin2b;
        output(f,3)=sin2p;
        output(f,4)=class;
        output(f,5)=Mw;
    case '5' % Cratos
        if alama<0
            sentidoa=-1;
        else
            sentidoa=1;
        end
        if alamb<0
            sentidob=-1;
        else
            sentidob=1;
        end

        alama=abs(alama);
        alamb=abs(alamb);
        output(f,1)=deltaa;
        output(f,2)=dipdira;
        output(f,3)=alama;
        output(f,4)=sentidoa;
        output(g,1)=deltab;
        output(g,2)=dipdirb;
        output(g,3)=alamb;
        output(g,4)=sentidob;
        g=g+1;
    end
end

[File,Pathname]=uiputfile('*.','Saving the results file');
file=horzcat (Pathname,File);
dlmwrite(file,output,'\t');
end
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

```

```

function [trend,plunge]=ca2ax(wax,way,waz)
[ax,ay,az]=normal(wax,way,waz);
dtor=0.017453292519943296;
if az<0
    ax=-ax;ay=-ay;az=-az;
end
if ay~=0 || ax~=0
    trend=atan2(ay,ax)/dtor;
else
    trend=0;
end
trend=mod(trend+360,360);
plunge=asin(az)/dtor;
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
function [ax,ay,az]=normal(wax,way,waz)
anorm=sqrt(wax^2+way^2+waz^2);
if anorm==0
    return
else
    ax=wax/anorm;
    ay=way/anorm;
    az=waz/anorm;
    return
end
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
function [ang]=angle(wax,way,waz,wbx,wby,wbz)
dtor=0.017453292519943296;
[ax,ay,az]=normal(wax,way,waz);
[bx,by,bz]=normal(wbx,wby,wbz);
prod=ax*bx+ay*by+az*bz;
ang=acos(max(-1,min(1,prod)))/dtor;
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
function [phi,delta,alam,dipdir]=nd2pl(wanx,wany,wanz,wdx,wdy,wdz)
[anx,any,anz]=normal(wanx,wany,wanz);
[dx,dy,dz]=normal(wdx,wdy,wdz);
dtor=0.017453292519943296;
if anz>0
    anx=-anx;any=-any;anz=-anz;
    dx=-dx;dy=-dy;dz=-dz;
end
if anz== -1
    wdelta=0;
    wphi=0;
    walam=atan2(-dy,dx);
else
    wdelta=acos(-anz);
    wphi=atan2(-anx,any);
    walam=atan2(-dz/sin(wdelta),dx*cos(wphi)+dy*sin(wphi));
end
phi=wphi/dtor;
delta=wdelta/dtor;
alam=walam/dtor;
phi=mod(phi+360,360);

```

```
dipdir=phi+90;
dipdir=mod(dipdir+360,360);
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
function [slip,inmer]=slipinm(phi,delta,alam)
dtor=0.017453292519943296;
phi=phi*dtor;
delta=delta*dtor;
alam=alam*dtor;
slip=phi+alam*(cos(delta)*cos(alam));
slip=mod((slip/dtor)+360,360);
inmer=abs((delta*sin(alam))/dtor);
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
function [sent]=sense(alam)
if (alam>=45)&&(alam<=135)
    sent=1;
elseif (alam<=-45)&&(alam>=-135)
    sent=2;
elseif (alam>135)|| (alam<-135)
    sent=3;
else
    sent=4;
end
```


Bibliografía

- Abratis, M., y G. Wörner (2001), Ridge collision, slab-window formation, and the flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm, *Geology*, 29(2), 127–130.
- Agostini, S., G. Corti, C. Doglioni, E. Carminati, F. Innocenti, S. Tonarini, P. Manetti, G. D. Vincenzo, y D. Montanari (2006), Tectonic and magmatic evolution of the active volcanic front in El Salvador: insight into the Berlín and Ahuachapán geothermal areas, *Geothermics*, 35(4), 368–408.
- Algermissen, S. T., J. W. Dewey, C. J. Langer, y W. H. Dillinger (1974), The Managua, Nicaragua, earthquake of December 23, 1972: location, focal mechanism, and intensity distribution, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(4), 993–1004.
- Álvarez Gómez, J. A. (2004), Terremotos inducidos por transferencia cosísmica de esfuerzos: metodología y casuística, Tesis de Maestría, Departamento de Geodinámica, Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid.
- Álvarez-Gómez, J. A., M. Béjar-Pizarro, J. J. Martínez-Díaz, J. García-Mayordomo, J. M. Insua-Arévalo, y R. Capote del Villar (2006), Caracterización sismotectónica del segmento Ilopango-San Vicente, Zona de Falla de El Salvador, en *Comunicaciones de la 5ª Asamblea de Geodesia y Geofísica*, Sevilla, Spain.
- Ambraseys, N. N., y R. D. Adams (2001), *The seismicity of Central America: a descriptive catalogue 1898–1995*, Imperial College Press, London.
- Anderson, D. M. (1987), Mapa geológico de Honduras: hoja de Lepaterique 1:50000, instituto Geográfico Nacional de Honduras, Tegucigalpa.
- Anderson, T. H., y V. A. Schmidt (1983), The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico–Caribbean Sea region during Mesozoic time, *Geological Society of America Bulletin*, 94, 941–966.
- Angelier, J. (1979), Tectonic analysis of fault slip data sets, *Journal of Geophysical Research*, 89, 5835–5848.
- Angelier, J., F. Bergerat, R. Stefansson, y M. Bellou (2008), Seismotectonics of a newly formed transform zone near a hotspot: Earthquake mechanisms and regional stress in the South Iceland Seismic Zone, *Tectonophysics*, 447, 95–116.
- Apperson, K. D. (1991), Stress fields of the overriding plate at convergent margins and beneath active volcanic arcs, *Science*, 254, 670–678.
- Auboin, J., J.-F. Stephan, J. Roump, y V. Renard (1982), The Middle America trench as an example of a subduction zone, *Tectonophysics*, 86, 113–132.
- Aubouin, J. (1989), Some aspects of the tectonics of subduction zones, *Tectonophysics*, 160, 1–21.
- Avé Lallemant, H. G. (1996), Displacement partitioning and arc-parallel extension in the Aleutian volcanic arc, *Tectonophysics*, 256, 279–293.
- Barckhausen, U., C. R. Ranero, R. von Huene, S. C. Cande, y H. A. Roeser (2001), Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models, *Journal of Geophysical Research*, 106(B9), 19,207–19,220.
- Beekman, F., M. Badsì, y J.-D. van Wees (2000), Faulting, fracturing and in situ stress prediction in the Ahnet Basin, Algeria – a finite element approach, *Tectonophysics*, 320, 311–329.
- Bellahsen, N., C. Faccenna, y F. Funiciello (2005), Dynamics of subduction and plate motion in laboratory experiments: Insights

- into the "plate tectonics" behavior of the Earth, *Journal of Geophysical Research*, 110, B01,401, doi:10.1029/2004JB002,999.
- Berrangé, J. P., D. R. Bradley, y N. J. Snelling (1989), K/Ar age dating of the ophiolitic Nicoya Complex of the Osa Peninsula, southern Costa Rica, *Journal of South American Earth Sciences*, 2(1), 49–59.
- Bertoluzza, L., y C. R. Perotti (1997), A finite-element model of the stress field in strike-slip basins: implications for the Permian tectonics of the Southern Alps (Italy), *Tectonophysics*, 280, 185–197.
- Beu, A. G. (2001), Gradual Miocene to Pleistocene uplift of the Central American isthmus: evidence from tropical american tonnoidean gastropods, *Journal of Paleontology*, 75(3), 706–720.
- Bevis, M., y B. L. Isacks (1984), Hypocentral trend surface analysis: probing the geometry of Benioff zones, *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 6153–6170.
- Billen, M. I., y G. Hirth (2007), Rheologic controls on slab dynamics, *Geochimistry Geophysics Geosystems*, 8(8), Q08,012, doi:10.1029/2007GC001,597.
- Bohnenberger, O. H. (1969), Los focos eruptivos cuaternarios de Guatemala, *Publicaciones Geológicas 2*, ICAITI.
- Bommer, J. J., W. I. Rose, D. L. López, M. J. Carr, y J. J. Major (2004), *Natural Hazards in El Salvador*, Special Paper, 508 pp., Geological Society of America, Boulder, CO.
- Bommer, J. J., et al. (2002), The El Salvador earthquakes of January and February 2001: context, characteristics and implications for seismic risk, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22, 389–418.
- Bonnet, E., O. Bour, N. Odling, P. Davy, I. Main, P. Cowie, y B. Berkowitz (2001), Scaling of fracture systems in geological media, *Reviews of Geophysics*, 39(3), 347–383.
- Bosse, H., W. Lorenz, A. Merino, A. Mihm, K. Rode, M. Schmidt-Thomé, H. S. Weber, y G. Wieseman (1978), Mapa Geológico de El Salvador / América Central, en *Centro de estudios e investigaciones geotécnicas para El Salvador (CIG)*, Misión Geológica Alemana en El Salvador, editado por H. S. Weber y G. Wieseman, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.
- Bott, M. H. P. (1959), The mechanics of oblique slip faulting, *Geological Magazine*, 96, 109–117.
- Bravo, H., C. J. Rebollar, A. Uribe, y O. Jimenez (2004), Geometry and state of stress of the Wadati-Benioff zone in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, *Journal of Geophysical Research*, 109, B04,307, doi:10.1029/2003JB002,854.
- Brown, R., P. L. Ward, y G. Plafker (1973), Geologic and seismologic aspects of the Managua, Nicaragua, earthquakes of December 23, 1972, *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 838, 34 p.
- Bundschuh, J., y G. E. Alvarado (2007), *Central America: geology, resources and hazards*, 1436 pp., Taylor & Francis, London, UK.
- Burbach, G. V., y C. Frohlich (1986), Intermediate and deep seismicity and lateral structure of subducted lithosphere in the circum-Pacific region, *Reviews of Geophysics*, 24(4), 833–874.
- Burbach, G. V., C. Frohlich, W. D. Pennington, y T. Matumoto (1984), Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate, *Journal of Geophysical Research*, 89(B9), 7719–7735.
- Bürgmann, R., M. G. Kogan, G. M. Steblov, G. Hilley, V. E. Levin, y E. Apel (2005), Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, 110, B07,405, doi:10.1029/2005JB003,648.
- Burkart, B. (1983), Neogene North American-Caribbean plate boundary across northern Central America: Offset along the Polochic Fault, *Tectonophysics*, 99, 251–270.
- Burkart, B., y S. Self (1985), Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America end effect on the volcanic arc, *Geology*, 13, 22–26.

- Burkart, B., B. C. Deaton, C. Dengo, y G. Moreno (1987), Tectonic wedges and offset Laramide structures along the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico: Reaffirmation of large Neogene displacement, *Tectonics*, 6(4), 411–422.
- Byrne, D. B., G. Suarez, y W. R. McCann (1985), Muertos trough subduction - Microplate tectonics in the Northern Caribbean?, *Nature*, 317(6036), 420–421.
- Byrne, D. E., D. M. Davis, y L. Y. R. Sykes (1988), Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones, *Tectonics*, 7(4), 833–857.
- Cáceres, D., D. Monterroso, y B. Tavakoli (2005), Crustal deformation in northern Central America, *Tectonophysics*, 404.
- Cáceres Calix, J. D. (2003), Earthquake Sources and Hazard in Northern Central America, Tesis doctoral, Uppsala University.
- Calais, E., Y. Mazabraud, B. M. de Lépinay, P. Mann, G. Mattioli, y P. Jansma (2002), Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements, *Geophysical Research Letters*, 29(18), 1856, doi:10.1029/2002GL015397.
- Cameron, B., J. Walker, M. Carr, L. Patino, O. Matías, y M. Feigenson (2002), Flux versus decompression melting at stratovolcanoes in southeastern Guatemala, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119, 21–50.
- Cardwell, R. K., y B. L. Isacks (1978), Geometry of the subducted lithosphere beneath the Banda Sea in eastern Indonesia from seismicity and fault plane solutions, *Journal of Geophysical Research*, 83(B6), 2825–2838.
- Carey, E., y B. Brunier (1974), Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles, *Académie des Sciences de Paris*, D279, 891–894.
- Carlson, R. L., T. W. C. Hilde, y S. Uyeda (1983), The driving mechanism of plate tectonics: relation to age of the lithosphere at trenches, *Geophysical Research Letters*, 10(4), 297–300.
- Carr, M. J. (1976), Underthrusting and Quaternary faulting in northern Central America, *Geological Society of America Bulletin*, 87, 825–829.
- Carr, M. J., y R. E. Stoiber (1977), Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America, *Geological Society of America Bulletin*, 88, 151–156.
- Carr, M. J., M. D. Feigenson, y E. A. Bennet (1990), Incompatible element and isotopic evidence for tectonic control of source mixing and melt extraction along the Central American arc, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105, 369–380.
- Carr, M. J., M. D. Feigenson, L. C. Patino, y J. A. Walker (2003), Volcanism and geochemistry in Central America: progress and problems, *Inside the Subduction Factory*, *Geophysical Monograph*, 138, 153–179.
- Carr, M. J., L. C. Patino, y M. D. Feigenson (2007a), Petrology and geochemistry of lavas, en *Central America: Geology, Resources and Hazards*, editado por J. Bundschuh y G. E. Alvarado, Cap. 22, pp. 565–590, Taylor & Francis, London, UK.
- Carr, M. J., I. Saginor, G. E. Alvarado, L. L. Bolge, F. N. Lindsay, K. Milidakis, B. D. Turrin, M. D. Feigenson, y C. C. Swisher III (2007b), Element fluxes from the volcanic front of Nicaragua and Costa Rica, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(6), Q06,001, doi:10.1029/2006GC001396.
- Case, J., T. Holcombe, y R. Martin (1984), Map of geological provinces in the Caribbean region, *Geological Society of America Memoir*, 162, 1–30.
- CGIAR-CSI (– 2006), Consultive Group for International Agriculture Research – Consortium for Spatial Information, <http://srtm.csi.cgiar.org/>.
- Chemenda, A., S. Lallemand, y A. Bokun (2000), Strain partitioning and interplate friction in oblique subduction zones: Constraints provided by experimental modeling, *Journal of Geophysical Research*, 105(B3), 5567–5581.

- Chen, Y., Q. Sung, y K. Cheng (2003), Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis, *Geomorphology*, 56, 109–137.
- Christova, C., y C. H. Scholz (2003), Stresses in the Vanuatu subducting slab: A test of two hypotheses, *Geophysical Research Letters*, 30(15), 1790, doi:10.1029/2003GL017701.
- Christova, C., C. H. Scholz, y H. Kao (2004), Stress field in the Vanuatu (New Hebrides) Wadati–Benioff zone inferred by inversion of earthquake focal mechanisms: evidence for systematic lateral and vertical variations of principal stresses, *Journal of Geodynamics*, 37, 125–137.
- Clift, P., y P. Vannucchi (2004), Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: implications for the origin and recycling of continental crust, *Review of Geophysics*, 42, RG2001(1–31).
- Conrad, C. P., y C. Lithgow-Bertelloni (2004), The temporal evolution of plate driving forces: Importance of "slab suction" versus "slab pull" during the Cenozoic, *Journal of Geophysical Research*, 109, B10,407, doi:10.1029/2004JB002991.
- Conrad, C. P., S. Bilek, y C. Lithgow-Bertelloni (2004), Great earthquakes and slab pull: interaction between seismic coupling and plate–slab coupling, *Earth and Planetary Science Letters*, 218, 109–122.
- Corti, G., E. Carminati, F. Mazzarini, y M. O. Garcia (2005), Active strike-slip faulting in El Salvador, Central America, *Geology*, 33(12), 989–992.
- Coudert, E., B. L. Isacks, M. Barazangi, R. Louat, R. Cardwell, A. Chen, J. Dubois, G. Latham, y B. Pontoise (1981), Spatial distribution and mechanisms of earthquakes in the southern New Hebrides arc from a temporary land and ocean bottom seismic network and from worldwide observations, *Journal of Geophysical Research*, 86(B7), 5905–5925.
- Cowan, H., C. Prentice, D. Pantosti, P. de Martini, W. Strauch, y Workshop Participants (2002), Late Holocene earthquakes on the aeropuerto fault, Managua, Nicaragua, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(5), 1694–1707.
- Cox, R. T., D. N. Lumsden, K. Gough, R. Lloyd, y J. Talnagi (2008), Investigation of late Quaternary fault block uplift along the Motagua/Swan Islands fault system: Implications for seismic/tsunami hazard for the Bay of Honduras, *Tectonophysics*, 457, 30–41.
- Cruciani, C., E. Carminati, y C. Doglioni (2005), Slab dip vs. lithosphere age: No direct function, *Earth and Planetary Science Letters*, 238, 298–310.
- Currie, C. A., R. D. Hyndman, K. Wang, y V. Kostoglodov (2002), Thermal models of the Mexico subduction zone: Implications for the megathrust seismogenic zone, *Journal of Geophysical Research*, 107(B12), 2370, doi:10.1029/2001JB000886.
- Davaille, A., y J. M. Lees (2004), Thermal modeling of subducted plates: tear and hotspot at the Kamchatka corner, *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 293–304.
- Davis, G. H., y S. J. Reynolds (1996), *Structural geology of rocks and regions*, 2 ed., Wiley, New York.
- Dean, B. W., y C. L. Drake (1978), Focal mechanism solutions and tectonics of the Middle America Arc, *Journal of Geology*, 86, 111–128.
- Deaton, B. C., y B. Burkart (1984), Time of sinistral slip along the polochic fault of Guatemala, *Tectonophysics*, 102(1–4), 297–313.
- DeMets, C. (2001), A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc, *Geophysical Research Letters*, 28(21), 4043–4046.
- DeMets, C., G. Mattioli, P. Jansma, R. D. Rogers, C. Tenorio, y H. L. Turner (2007), Present motion and deformation of the Caribbean plate: Constraints from new GPS geodetic measurements from Honduras and

- Nicaragua, en *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate in Northern Central America: GSA Special Paper*, vol. 428, editado por P. Mann, pp. 21–36, Geological Society of America, Boulder, CO.
- Dengo, G. (1968), *Estructura geológica, historia tectónica y morfología de America Central*, Centro Regional de Ayuda Técnica. Agencia para el desarrollo internacional (A.I.D.), México D. F.
- Dengo, G. (1985), *The Gulf of Mexico and the Caribbean*, Cap. Mid America: tectonic setting for the Pacific margin from Southern Mexico to northwestern Colombia, pp. 123–180, *The Ocean Basins and Margins*, 7A, Plenum Press, New York.
- Dengo, G., y O. Bohnenberger (1969), Structural development of northern Central America, *Memoir of the American Association of Petroleum Geologists*, 11, 203–220.
- DeShon, H. R., S. Y. Schwartz, S. L. Bilek, L. M. Dorman, V. Gonzalez, J. M. Protti, E. R. Flueh, y T. H. Dixon (2003), Seismogenic zone structure of the southern Middle America Trench, Costa Rica, *Journal of Geophysical Research*, 108(B10), doi:10.1029/2002JB002,294.
- Dewey, J. W., y S. T. Algermissen (1974), Seismicity of the Middle America arc-trench system near Managua, Nicaragua, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(4), 1033–1048.
- Dewey, J. W., R. A. White, y D. A. Hernández (2004), *Natural Hazards in El Salvador*, *Geological Society of America Special Paper*, vol. 375, Cap. Seismicity and tectonics of El Salvador, pp. 363–378, Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Doglioni, C., E. Carminati, M. Cuffaro, y D. Scrocca (2007), Subduction kinematics and dynamic constraints, *Earth-Science Reviews*, 83, 125–175.
- Donnelly, T., G. Horne, R. Finch, y E. López-Ramos (1990), *The Geology of North America*, vol. H: The Caribbean Region, Cap. Northern Central America: The Maya and Chortis blocks, pp. 37–76.
- Dyksterhuis, S., R. Albert, y R. Müller (2005), Finite-element modelling of contemporary and palaeo-intraplate stress using ABAQUSTM, *Computers & Geosciences*, 31(3), 297–307.
- Ehrenborg, J. (1996), A new stratigraphy for the Tertiary volcanic rocks of the Nicaraguan Highland, *Geological Society of America Bulletin*, 108(7), 830–842.
- Engelbreton, D., A. Cox, y R. Gordon (1985), *Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin*, *Special Paper*, vol. 206, 59 pp., Geological Society of America, Boulder, CO.
- Evans, I. S. (1980), An integrated system of terrain analysis and slope mapping, *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl-Bd 36*, 274–295.
- Fabrial, H., y A. Beauce (1997), Temporal and spatial distribution of local seismicity in the Chipilapa-Ahuachapan geothermal area, El Salvador, *Geothermics*, 26(5/6), 681–699.
- Finch, R. (1981), Mesozoic stratigraphy of central Honduras, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65, 1320–1333.
- Fisher, D. M., T. W. Gardner, J. S. Marshall, y W. Montero P. (1994), Kinematics associated with late Cenozoic deformation in central Costa Rica: Western boundary of the Panama microplate, *Geology*, 22(3), 263–266.
- Fisher, D. M., T. W. Gardner, P. B. Sak, J. D. Sánchez, K. Murphy, y P. Vannucchi (2004), Active thrusting in the inner forearc of an erosive convergent margin, Pacific coast, Costa Rica, *Tectonics*, 23, TC2007, doi:10.1029/2002TC001,464.
- French, C. D., y C. J. Schenk (2004), Map showing geology, oil and gas fields, and geological provinces of the Caribbean region, *Digital maps, u.s. geological survey open-file report: Of97-97-470-k*, U. S. Geological Survey.
- Frohlich, C. (2001), Display and quantitative assessment of distributions of earthquake focal mechanisms, *Geophysical Journal International*, 144(2), 300–308.

- Frohlich, C., y K. D. Apperson (1992), Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries, *Tectonics*, 11(2), 279–296.
- Furukawa, Y. (1999), Interplate coupling and deformation in the accretionary prism in the Southwest Japan subduction zone, *Geophysical Research Letters*, 26(20), 3145–3148.
- García Mayordomo, J. (2005), Caracterización y análisis de la peligrosidad sísmica en el sureste de España, Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- Gasperini, P., y G. Vannucci (2003), FPSPACK: a package of FORTRAN subroutines to manage earthquake focal mechanism data, *Computers & Geosciences*, 29(7), 893–901.
- Gephart, J. W. (1990), Stress and the direction of slip on fault planes, *Tectonics*, 9(4), 845–858.
- Giunta, G., L. Beccaluva, y F. Siena (2006), Caribbean Plate margin evolution: constraints and current problems, *Geologica Acta*, 4(1-2), 265–277.
- Golden Software (2002), *Surfer® Manual*, Golden Software Inc., Golden (Colorado).
- González, O., L. Álvarez, M. Guidarelli, y G. F. Panza (2007), Crust and upper mantle structure in the Caribbean region by group velocity tomography and regionalization, *Pure and Applied Geophysics*, pp. DOI 10.1007/s00606-007-0259-7.
- Gordon, M. B. (1990), Strike-slip faulting and basin formation at the Guayape fault - Valle de Catacamas intersection, Honduras, Central America, Tesis doctoral, University of Texas at Austin.
- Gordon, M. B., y W. R. Muehlberger (1994), Rotation of the Chortís block causes dextral slip on the Guayape fault, *Tectonics*, 13(4), 858–872.
- Govers, R., y P. T. Meijer (2001), On the dynamics of the Juan de Fuca plate, *Earth and Planetary Science Letters*, 189, 115–131.
- Grases, J. (1994), *Terremotos destructivos del Caribe 1502–1990*, UNESCO-RELACIS.
- Gudmundsson, Ó., y M. Sambridge (1998), A regionalized upper mantle (RUM) seismic model, *Journal of Geophysical Research*, 103(B4), 7121–7136.
- Guendel, F., y M. Protti (1998), Sismicidad y sismotectónica de América Central, *Física de la Tierra*, 10, 19–51.
- Gutscher, M. A., J. Malavieille, S. Lallemand, y J. Y. Collot (1999), Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision, *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3-4), 255–270.
- Guzmán-Speziale, M. (2001), Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America–Caribbean plate boundary, *Tectonophysics*, 337, 39–51.
- Guzmán-Speziale, M., y J. M. Gómez-González (2006), Seismic Strain rate along the Middle America Trench reveals significant differences between Cocos–North America and Cocos–Caribbean convergence, *Geophysical Journal International*, 166, 179–185.
- Guzmán-Speziale, M., y J. J. Meneses-Rocha (2000), The North America–Caribbean plate boundary west of the Motagua–Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico, *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 459–468.
- Guzmán-Speziale, M., W. D. Pennington, y T. Matumoto (1989), The triple junction of the North America, Cocos, and Caribbean plates: seismicity and tectonics, *Tectonics*, 8(5), 981–997.
- Guzmán-Speziale, M., C. Valdés-González, E. Molina, y J. M. Gómez (2005), Seismic activity along the Central America volcanic arc: Is it related to subduction of the Cocos plate?, *Tectonophysics*, 400, 241–254.
- Harlow, D. H., y R. A. White (1985), Shallow earthquakes along the volcanic chain in Central America: evidence for oblique subduction, *Earthquake Notes*, 55(1), 28.

- Harlow, D. H., R. A. White, M. J. Rymer, y G. S. Álvarez (1993), The San Salvador earthquake of 10 October 1986 and its historical context, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83, 1143–1154.
- Harlow, G. E., S. R. Hemming, H. G. Avé Lallemant, V. B. Sisson, y S. S. Sorensen (2004), Two high-pressure–low-temperature serpentinite-matrix melange belts, Motagua fault zone, Guatemala: A record of Aptian and Maastrichtian collisions, *Geology*, 32(1), 17–20.
- Harvard (2008), Harvard Seismology Group: Centroid Moment Tensor Catalog, <http://www.seismology.harvard.edu/>.
- Hauff, F., K. Hoernle, P. van den Bogaard, G. Alvarado, y D. Garbe-Schönberg (2000), Age and geochemistry of basaltic complexes in western Costa Rica: Contributions to the geotectonic evolution of Central America, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1, 1999GC000,020.
- Herrmann, U. R., B. K. Nelson, y L. Ratschbacher (1994), The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico), *Tectonics*, 13(2), 455–474.
- Heubeck, C., y P. Mann (1991), Geologic evaluation of plate kinematic models for the North American–Caribbean plate boundary zone, *Tectonophysics*, 191, 1–26.
- Heuret, A., y S. Lallemant (2005), Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149, 31–51.
- Hey, R. (1977), Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, *Geological Society of America Bulletin*, 88(10), 1404–1420.
- Hoernle, K., et al. (2008), Arc-parallel flow in the mantle wedge beneath Costa Rica and Nicaragua, *Nature*, 451, 1094–1098.
- Holt, W. E., J. F. Ni, T. C. Wallace, y A. J. Hanes (1991), The active tectonics of the eastern Himalayan syntaxis and surroundings regions, *Journal of Geophysical Research*, 96(B9), 14,595–14,632.
- Horne, G., M. Atwood, y A. King (1974), Stratigraphy, sedimentology, and paleoenvironment of Esquias Formation of Honduras, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 58, 176–188.
- Hubert-Ferrari, A., G. King, I. Manighetti, R. Armijo, B. Meyer, y P. Tapponnier (2003), Long-term elasticity in the continental lithosphere; modelling the Aden Ridge propagation and the Anatolian extrusion process, *Geophysical Journal International*, 153, 111–132.
- Hurtrez, J. E., C. Sol, y F. Lucazeau (1999), Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik Hills (Central Nepal), *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 799–808.
- Isacks, B., y P. Molnar (1971), Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 9(1), 103–174.
- Isacks, B., J. Oliver, y L. R. Sykes (1968), Seismology and the new global tectonics, *Journal of Geophysical Research*, 73(18), 5855–5899.
- Iturralde-Vinent, M. A. (1998), Sinopsis de la constitución geológica de Cuba, *Acta Geológica Hispánica*, 33(1-4), 9–56.
- James, K. H. (2006), Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate: discussion, finding for an inter-American origin, *Geologica Acta*, 4(1-2), 279–302.
- James, K. H. (2007), *Central America: Geology, resources and hazards*, Cap. Structural geology: From local elements to regional synthesis, p. 1436, Taylor & Francis, London, UK.
- Jarrard, R. D. (1986), Relations among subduction parameters, *Reviews of Geophysics*, 24(2), 217–284.
- Johansson, M. (1999), Analysis of digital elevation data for palaeosurfaces in southwestern Sweden, *Geomorphology*, 26, 279–295.

- Jordan, G., B. M. L. Meijninger, D. J. J. van Hinsbergen, J. E. Meulenkamp, y P. M. van Dijk (2005), Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 7, 163–182.
- Kagan, Y. Y. (1982), Stochastic model of earthquake fault geometry, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 71, 659–691.
- Kagan, Y. Y. (1991), 3-D rotation of double-couple earthquake sources, *Geophysical Journal International*, 106(3), 709–716.
- Kagan, Y. Y. (2005), Double-couple earthquake focal mechanism: random rotation and display, *Geophysical Journal International*, 163, 1065–1072.
- Kagan, Y. Y. (2007), Simplified algorithms for calculating double-couple rotation, *Geophysical Journal International*, 171, 411–418.
- Kanamori, H., y G. S. Stewart (1978), Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976, *Journal of Geophysical Research*, 83(B7), 3427–3434.
- Kanjorski, M. (2003), Cocos Plate structure along the Middle America subduction zone off Oaxaca and Guerrero, Mexico: influence of subducting plate morphology on tectonics and seismicity, Tesis doctoral, University of California, San Diego.
- Kao, H., S.-S. J. Shen, y K.-F. Ma (1998), Transition from oblique subduction to collision: Earthquakes in the southernmost Ryukyu arc - Taiwan region, *Journal of Geophysical Research*, 103(B4), 7211–7229.
- Karig, D. E., R. K. Cardwell, G. F. Moore, y D. G. Moore (1978), Late Cenozoic subduction and continental margin truncation along the northern Middle America Trench, *Geological Society of America Bulletin*, 89, 265–276.
- Kaverina, A. N., A. V. Lander, y A. G. Prozorov (1996), Global creepex distribution and its relation to earthquake-source geometry and tectonic origin, *Geophysical Journal International*, 125(1), 249–265.
- Kelleher, J., L. Sykes, y J. Oliver (1973), Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean, *Journal of Geophysical Research*, 78(14), 2547–2585.
- Keller, E. A., y N. Pinter (2002), *Active Tectonics. Earthquakes, uplift, and landscape*, Earth Science Series, 2 ed., 362 pp., Prentice Hall, New Jersey.
- Kellogg, J. N., y W. E. Bonini (1982), Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate, *Tectonics*, 1(3), 251–276.
- Kellogg, J. N., y V. Vega (1995), Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity, en *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean plate boundary in southern Central America*, GSA Special Paper, editado por P. Mann, pp. 75–90, Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Keppie, J. D., y D. J. Morán-Centeno (2005), Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for southern Mexico and the Chortis block, *International Geology Reviews*, 47, 473–491.
- Kerr, A. C., y J. Tarney (2005), Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus, *Geology*, 33(4), 269–272.
- Kerr, A. C., M. A. Iturralde-Vinent, A. D. Saunders, T. L. Babbs, y J. Tarney (1999), A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks, *Geological Society of America Bulletin*, 111(11), 1581–1599.
- Kim, J. J., T. Matumoto, y G. V. Latham (1982), A crustal section of northern Central America as inferred from wide-angle reflections from shallow earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(3), 925–940.

- Kirby, M. X., y B. MacFadden (2005), Was southern Central America an archipelago or a peninsula in the middle Miocene? A test using land-mammal body size, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 228, 193–202.
- Klitgord, K. D., y J. Mammereckx (1982), Northern East Pacific Rise: magnetic anomaly and bathymetric framework, *Journal of Geophysical Research*, 87(B8), 6725–6750.
- Kolarsky, R. A., P. Mann, y W. Montero (1995), Island arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge, Costa Rica, *Geological Society of America Special Paper*, 295, 235–262.
- Kostoglodov, V., y L. Ponce (1994), Relationship between subduction and seismicity in the Mexican part of the Middle America Trench, *Journal of Geophysical Research*, 99(B1), 729–742.
- Kostoglodov, V., W. Bandy, J. Domínguez, y M. Mena (1996), Gravity and seismicity over the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophysical Research Letters*, 23(23), 3385–3388.
- Kurz, J. H., T. Jahr, y G. Jentzsch (2003), Geodynamic modelling of the recent stress and strain field in the Vogtland swarm earthquake area using the finite-element-method, *Journal of Geodynamics*, 35, 247–258.
- La Femina, P. C., T. H. Dixon, y W. Strauch (2002), Bookshelf faulting in Nicaragua, *Geology*, 30(8), 751–754.
- La Femina, P. C., C. B. Connor, B. E. Hill, W. Strauch, y J. A. Saballos (2004), Magma-tectonic interactions in Nicaragua: the 1999 seismic swarm and eruption of Cerro Negro volcano, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 137(1-3), 187–199.
- Lallemand, S., A. Heuret, y D. Boutelier (2005), On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6(9), Q09006, doi:10.1029/2005GC000917.
- Lallemand, S., A. Heuret, C. Faccenna, y F. Funiciello (2008), Subduction dynamics as revealed by trench migration, *Tectonics*, 27, TC3014, doi:10.1029/2007TC002212.
- Lallemant, H. G. A., y M. B. Gordon (1999), *Caribbean basins, Sedimentary basins of the world*, vol. 4, Cap. Deformation history of Roatán Island: Implications for the origin of the Tela Basin (Honduras), pp. 197–218, Elsevier Science, Amsterdam.
- Langer, C. J., y G. A. Bollinger (1979), Secondary faulting near the terminus of a seismogenic strike-slip fault: aftershocks of the 1976 Guatemala earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69(2), 427–444.
- Langer, C. J., M. G. Hopper, S. T. Algermissen, y J. W. Dewey (1974), Aftershocks of the Managua, Nicaragua, earthquake of December 23, 1972, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(4), 1005–1016.
- LeFevre, L. V., y K. C. McNally (1985), Stress distribution and subduction of aseismic ridges in the Middle America subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, 90(B6), 4495–4510.
- Lesne, O., E. Calais, y J. Deverchère (1998), Finite element modelling of crustal deformation in the Baikal rift zone: new insights into the active-passive rifting debate, *Tectonophysics*, 289, 327–340.
- Lewis, J. F., G. Draper, J. A. Proenza, J. Espaillet, y J. Jiménez (2006), Ophiolite-related ultramafic rocks (serpentinites) in the Caribbean region: A review of their occurrence, composition, origin, emplacement and Ni-laterite soil formation, *Geologica Acta*, 4(1-2), 237–263.
- Lin, J.-Y., S.-K. Hsu, y J.-C. Sibuet (2004), Melting features along the Ryukyu slab tear, beneath the southwestern Okinawa Trough, *Geophysical Research Letters*, 31, L19607, doi:10.1029/2004GL020862.
- Lisowski, M., y W. Thatcher (1981), Geodetic determination of horizontal deformation associated with the Guatemala earthquake of 4 February 1976, *Bulletin of the*

- Seismological Society of America*, 71(3), 845–856.
- Lomnitz, C., y R. Schulz (1966), The San Salvador earthquake of May 3, 1965, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 56(2), 561–575.
- Lundgren, P. R., y R. M. Russo (1996), Finite element modeling of crustal deformation in the North America–Caribbean plate boundary zone, *Journal of Geophysical Research*, 101(B5), 11,317–11,327.
- Lyle, M., K. A. Dadey, y J. W. Farre (1995), The Late Miocene (11–8 Ma) eastern Pacific carbonate crash: Evidence for reorganization of deep-water circulation by the closure of the Panama gateway, en *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 138*, editado por N. G. Pisias, L. A. Mayer, T. R. Jenecek, A. Palmer-Julson, y T. H. van Andel, pp. 821–838, Ocean Drilling Program, Texas.
- Lyon-Caen, H., et al. (2006), Kinematics of the North American–Caribbean–Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic–Motagua fault system, *Geophysical Research Letters*, 33, L19,309(1–5).
- MacKenzie, L., G. A. Abers, K. M. Fischer, E. M. Syracuse, J. M. Protti, V. Gonzalez, y W. Strauch (2008), Crustal structure along the southern Central American volcanic front, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9, Q08S09, doi:10.1029/2008GC001,991.
- Malfait, B. T., y M. G. Dinkelman (1972), Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate, *Geological Society of America Bulletin*, 83, 251–272.
- Malservisi, R., C. Gans, y K. P. Furlong (2003), Numerical modeling of strike-slip creeping faults and implications for the Hayward fault, California, *Tectonophysics*, 361, 121–137.
- Manea, M., V. C. Manea, L. Ferrari, V. Kostoglodov, y W. L. Bandy (2005), Tectonic evolution of the Tehuantepec Ridge, *Earth and Planetary Science Letters*, 238, 64–77.
- Manea, V., M. Manea, V. Kostoglodov, y G. Sewell (2006), Intralab seismicity and thermal stress in the subducted Cocos plate beneath central Mexico, *Tectonophysics*, 420, 389–408.
- Mann, P. (1999), *Caribbean basins, Sedimentary basins of the world*, vol. 4, Cap. Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting from Jurassic to present, pp. 3–31, Elsevier Science B.V., Amsterdam.
- Mann, P. (2007), *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in northern Central America*, Special Paper, 179 pp., Geological Society of America, Boulder, CO.
- Mann, P., y K. Burke (1984a), Neotectonics of the Caribbean, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 22(4), 309–362.
- Mann, P., y K. Burke (1984b), Cenozoic rift formation in the northern Caribbean, *Geology*, 12, 732–736.
- Mann, P., M. R. Hempton, D. C. Bradley, y K. Burke (1983), Development of pull-apart basins, *Journal of Geology*, 91, 529–554.
- Mann, P., C. Schubert, y K. Burke (1990), *Review of Caribbean neotectonics*, pp. 307–338, Geological Society of America.
- Mann, P., R. D. Rogers, y L. Gahagan (2007), *Central America: Geology, resources and hazards*, Cap. Overview of plate tectonic history and its unresolved tectonic problems, pp. 205–241, Tylor & Francis.
- Manton, W. I. (1987), Tectonic interpretation of the morphology of Honduras, *Tectonics*, 6(5), 633–651.
- Mark, D. A. (1975), Geomorphometric parameters: A review and evaluation, *Geografiska Annaler*, 57A(3–4), 165–177.
- Márquez-Azúa, B., y C. DeMets (2003), Crustal velocity field of Mexico from continuous GPS measurements, 1993 to June 2001: Implications for the neotectonics of Mexico, *Journal of Geophysical Research*, 108(B9), doi:10.1029/2002JB002,241.

- Marshall, J. S. (2007), *Central America: Geology, resources and hazards*, Cap. The Geomorphology and Physiographic Provinces of Central America, p. 1436, Taylor & Francis, London, UK.
- Marshall, J. S., D. M. Fisher, y T. W. Gardner (2000), Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block, *Tectonics*, 19(3), 468–492.
- Martínez-Díaz, J. J., J. A. Álvarez-Gómez, B. Benito, y D. Hernández (2004), Triggering of destructive earthquakes in El Salvador, *Geology*, 32(1), 65–68.
- Mayer, L. (2000), *Geomorphology and global tectonics*, Cap. Application of digital elevation models to macroscale tectonic geomorphology, p. 367, John Wiley & Sons Ltd.
- McBirney, A. R. (1969), Compositional variations in Cenozoic calc-alkaline suites of Central America, en *International Upper Mantle Project Scientific Report No. 16*, vol. 65, pp. 185–189, Oregon Department of Geology Bulletin.
- McBirney, A. R., y H. Williams (1965), *Volcanic history of Nicaragua*, *Publications in Geological Sciences*, vol. 55, 73 pp., University of California.
- McCaffrey, R. (1992), Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation, *Journal of Geophysical Research*, 97(B6), 8905–8915.
- McCaffrey, R. (1993), On the role of the upper plate in great subduction zone earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 98(B7), 11,953–11,966.
- McCaffrey, R. (1996), Estimates of modern arc-parallel strain rates in fore arcs, *Geology*, 24(1), 27–30.
- McCaffrey, R., P. C. Zwick, Y. Bock, L. Prawirodirdjo, J. F. Genrich, C. W. Stevens, S. S. O. Puntodewo, y C. Subarya (2000), Strain partitioning during oblique plate convergence in northern Sumatra: Geodetic and seismologic constraints and numerical modeling, *Journal of Geophysical Research*, 105(B12), 28,363–28,376.
- McCann, W. R. (1985), On the earthquake hazards of Puerto Rico and the Virgin Islands, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(1), 251–262.
- McClay, K., P. Whitehouse, T. Dooley, y M. Richards (2004), 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence, *Marine and Petroleum Geology*, 21, 857–877.
- McDowell, F. W., y S. E. Clabaugh (1979), Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, en *Ash-flow tuffs*, vol. 180, editado por C. E. Chapin y W. E. Elston, pp. 113–124, Geological Society of America Special Paper.
- McKenzie, D. P. (1969), The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(2), 591–601.
- Mehring Jr., P. J., A. M. Sarna-Wojcicki, L. K. Wollwage, y P. Sheets (2005), Age and extent of the Ilopango TBJ Tephra inferred from Holocene chronostratigraphic reference section, Lago De Yojoa, Honduras, *Quaternary Research*, 63, 199–205.
- Meijer, P. T. (1995), Dynamics of active continental margins: the Andes and the Aegean region, Tesis doctoral, Faculteit Aardwetenschappen Universiteit Utrecht, Utrecht.
- Meijer, P. T., y M. J. R. Wortel (1996), Temporal variation in the stress field of the Aegean region, *Geophysical Research Letters*, 23(5), 439–442.
- Melosh, H. J., y A. Raefsky (1981), A simple and efficient method for introducing faults into finite element computations, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(5), 1391–1400.
- Meschede, M. (1998), The impossible Galapagos connection: geometric constraints for a near-American origin of the Caribbean plate, *Geologische Rundschau*, 87, 200–205.
- Meschede, M., y W. Frisch (1998), A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate, *Tectonophysics*, 296, 269–291.

- Meschede, M., W. Frisch, U. R. Herrmann, y L. Ratschbacher (1997), Stress transmission across an active plate boundary: an example from southern Mexico, *Tectonophysics*, 266, 81–100.
- Michael, A. J. (1987), Use of focal mechanisms to determine stress: a control study, *Journal of Geophysical Research*, 92(B1), 357–368.
- Miller, M. S., A. Gorbato, y B. L. N. Kennett (2006), Three-dimensional visualization of a near-vertical slab tear beneath the southern Mariana arc, *Geochimistry Geophysics Geosystems*, 7(6), Q06,012, doi:10.1029/2005GC001,110.
- Mills, R. A., K. E. Hugh, D. E. Feray, y H. C. Swolfs (1967), Mesozoic stratigraphy of Honduras, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 51(9), 1711–1786.
- Miyoshi, T., y K. Ishibashi (2005), A tectonic interpretation of NW-SE strike-slip faulting during the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, Japan: Probable tear of the Philippine Sea plate, *Earth Planets and Space*, 57(11), 1115–1120.
- Molnar, P., y L. R. Sykes (1969), Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity, *Geological Society of America Bulletin*, 80(9), 1639–1684.
- Montgomery, H., E. A. Pessagno, Jr., J. F. Lewis, y J. Schellekens (1994), Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean, *Tectonics*, 13(2), 725–732.
- Moore, I. D., A. Lewis, y J. C. Gallant (1993), *Modeling change in environmental systems*, Cap. Terrain properties: estimation methods and scale effects, John Wiley & Sons Ltd., New York.
- Muehlberger, W. R. (1976), The Honduras depression, *Publicaciones Geológicas del ICAITI*, 5, 43–51.
- Muehlberger, W. R., y A. W. Ritchie (1975), Caribbean-Americas plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on Skylab IV orbital photography, *Geology*, 3(5), 232–235.
- Müller, R. D., J.-Y. Royer, S. C. Cande, W. R. Roest, y S. Maschenkov (1999), *Caribbean Basins, Sedimentary Basins of the World*, vol. 4, Cap. New constraints on Caribbean plate tectonic evolution, pp. 39–55, Elsevier Science.
- NEIC (2007), National Earthquake Information Center seismic catalog, <http://neic.usgs.gov/neis/epic/>.
- NGA (National Geospatial-Intelligence Agency), y NASA (National Aeronautics and Space Administration) (– 2006), SRTM: Shuttle Radar Topography Mission, <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>.
- Norabuena, E., et al. (2004), Geodetic and seismic constraints on some seismogenic zone processes in Costa Rica, *Journal of Geophysical Research*, 109, B11,403, doi:10.1029/2003JB002,931.
- O. D. P. (2003), Leg 206. Preliminary report, an in situ section of upper oceanic crust formed by superfast seafloor spreading, *Informe técnico.*, Ocean Drilling Program, Texas AM University.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1981), Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance, *Geofísica Internacional*, 20, 177–202.
- Pacheco, J. F., L. R. Sykes, y C. H. Scholz (1993), Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type, *Journal of Geophysical Research*, 98(B8), 14,133–14,159.
- Pardo, M., y G. Suárez (1995), Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications, *Journal of Geophysical Research*, 100(B7), 12,357–12,373.
- Paredes, C., y F. J. Elorza (1999), Fractal and multifractal analysis of fractured geological media: surface-subsurface correlation, *Computers & Geosciences*, 25, 1081–1096.
- Patanè, D., y E. Privitera (2001), Seismicity related to 1989 and 1991–93 Mt. Etna (Italy) eruptions: kinematic constraints by fault plane solution analysis, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 109, 77–98.

- Patino, L. C., M. J. Carr, y M. D. Feigerson (1997), Cross-arc geochemical variations in volcanic fields in Honduras C.A.: progressive changes in source with distance from the volcanic front, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 129(4), 341–351.
- Patino, L. C., M. J. Carr, y M. D. Feigerson (2000), Local and regional variations in Central American arc lavas controlled by variations in subducted sediment input, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138, 265–283.
- Pauselli, C., y C. Federico (2003), Elastic modeling of the Alto Tiberina normal fault (central Italy): geometry and lithological stratification influences on the local stress field, *Tectonophysics*, 374, 99–113.
- Peacock, S. M. (2001), Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle?, *Geology*, 29(4), 299–302.
- Peacock, S. M., P. E. van Keken, S. D. Holloway, B. R. Hacker, G. A. Abers, y R. L. Ferguson (2005), Thermal structure of the Costa Rica - Nicaragua subduction zone, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149, 187–200.
- Pennington, W. D. (1981), Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America, *Journal of Geophysical Research*, 86(B11), 10,753–10,770.
- Pérez, O. J., M. A. Jaimes, y E. Garciacaro (1997), Microseismicity evidence for subduction of the Caribbean plate beneath the South American plate in northwestern Venezuela, *Journal of Geophysical Research*, 102(B8), 17,875–17,882.
- Pérez López, R. (2003), Sobre la teoría del caos aplicada en sismotectónica: geometría fractal de fallas y terremotos, Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- Piatanesi, A., S. Tinti, y I. Gavagni (1996), The slip distribution of the 1992 Nicaraguan earthquake from tsunami run-up data, *Geophysical Research Letters*, 23(1), 37–40.
- Pike, R. J., y S. E. Wilson (1971), Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis, *Bulletin of the Geological Society of America*, 82, 1079–1084.
- Pindell, J., y J. F. Dewey (1982), Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region, *Tectonics*, 1(2), 179–211.
- Pindell, J., L. Kennan, K. P. Stanek, W. V. Maresch, y G. Draper (2006), Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved, *Geologica Acta*, 4(1-2), 303–341.
- Pindell, J. L., y S. F. Barret (1990), *The Caribbean Region, The Geology of North America*, vol. H, Cap. Geological evolution of the Caribbean region; a plate tectonic perspective, pp. 339–374, Geological Society of America, Boulder (Colorado).
- Plafker, G. (1976), Tectonic aspects of the Guatemala earthquake of 4 February 1976, *Science*, 193(4259), 1201–1208.
- Plank, T., V. Balzer, y M. Carr (2002), Nicaraguan volcanoes record paleoceanographic changes accompanying closure of the Panama gateway, *Geology*, 30(12), 1087–1090.
- Pollard, D. D., y R. C. Fletcher (2005), *Fundamentals of Structural Geology*, 1 ed., Cambridge University Press, Cambridge.
- Ponce, L., R. Gaulon, G. Suárez, y E. Lomas (1992), Geometry and state of stress of the downgoing Cocos Plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico, *Geophysical Research Letters*, 19(8), 773–776.
- Protti, M., y S. Y. Schwartz (1994), Mechanics of back arc deformation in Costa Rica: Evidence from an aftershock study of the April 22, 1991, Valle de la Estrella, Costa Rica, earthquake (Mw=7.7), *Tectonics*, 13(5), 1093–1107.
- Protti, M., F. Güendel, y K. McNally (1995), Correlation between the age of the subducting Cocos plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica, *Geological Society of America Special Paper*, 295, 309–326.

- Raleigh, C. B., y M. S. Paterson (1965), Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications, *Journal of Geophysical Research*, 70(16), 3965–3985.
- Ramsay, J. G., y M. I. Huber (1997), *The Techniques of Modern Structural Geology, Vol 2: Folds and Fractures*, 5 ed., Academic Press, London.
- Ranero, C. R., J. P. Morgan, K. McIntosh, y C. Reichert (2003), Bending-related faulting and mantle serpentinitization at the Middle America trench, *Nature*, 425, 367–373.
- Ranero, C. R., A. Villaseñor, J. P. Morgan, y W. Weinrebe (2005), Relationship between bend-faulting at trenches and intermediate-depth seismicity, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6(12), Q12,002, doi:10.1029/2005GC000,997.
- Ratschbacher, L., U. Riller, M. Meschede, U. Herrmann, y W. Frisch (1991), Second look at suspect terranes in southern Mexico, *Geology*, 19, 1233–1236.
- Reyners, M., y P. McGinty (1999), Shallow subduction tectonics in the Raukumara Peninsula, New Zealand, as illuminated by earthquake focal mechanisms, *Journal of Geophysical Research*, 104(B2), 3025–3034.
- Reynolds, J. H. (1980), Late Tertiary volcanic stratigraphy of northern Central America, *Bulletin Volcanologique*, 43, 601–607.
- Reynolds, J. H. (1987), Timing and sources of Neogene and Quaternary volcanism in south-central Guatemala, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 33, 9–22.
- Riller, U., L. Ratschbacher, y W. Frisch (1992), The Tierra Colorada deformation zone: Left-lateral transtension along the northern boundary of the Xolapa complex, southern Mexico, *Journal of South American Earth Sciences*, 5, 237–249.
- Rogers, R. D. (2003), Jurassic-Recent tectonic and stratigraphic history of the Chortis block of Honduras and Nicaragua (northern Central America), Tesis doctoral, The University of Texas at Austin.
- Rogers, R. D., y P. Mann (2007), Transtensional deformation of the western Caribbean-North America plate boundary zone, en *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate in northern Central America*, GSA Special Paper, vol. 428, editado por P. Mann, pp. 37–64, Geological Society of America.
- Rogers, R. D., H. Kárasón, y R. D. van der Hilst (2002), Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Central America, *Geology*, 30(11), 1031–1034.
- Rogers, R. D., P. Mann, y P. A. Emmet (2007), Tectonic terranes of the Chortis block based on integration of regional aeromagnetic and geologic data, en *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate in northern Central America*, GSA Special Paper, vol. 428, editado por P. Mann, pp. 65–88, Geological Society of America.
- Rose, W. I., F. M. Conway, C. R. Pullinger, A. Deino, y W. C. McIntosh (1999), An improved age framework for late Quaternary silicic eruptions in northern Central America, *Bulletin of Volcanology*, 61, 106–120.
- Rose, W. I., G. J. S. Bluth, M. J. Carr, J. W. Ewert, L. C. Patino, y J. W. Vallance (2006), *Volcanic Hazards in Central America*, Special Papers, 276 pp., Geological Society of America, Boulder, CO.
- Rosenbaum, G., M. Gasparon, F. P. Lucente, A. Peccerillo, y M. S. Miller (2008), Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian magmatism, *Tectonics*, 27, TC2008, doi:10.1029/2007TC002,143.
- Rosencrantz, E., y J. G. Sclater (1986), Depth and age in the Cayman Trough, *Earth & Planetary Science Letters*, 79(1-2), 133–144.
- Rosencrantz, E., M. I. Ross, y J. G. Sclater (1988), Age and spreading history of the Cayman Trough as determined from depth, heat flow, and magnetic anomalies, *Journal of Geophysical Research*, 93(B3), 2141 – 2157.
- Ross, M. I., y C. R. Scotese (1988), A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region, *Tectonophysics*, 155, 139–168.

- Ruano, P., C. Rubí, E. Masana, M. Ortuño, O. Piqué, y P. Santanach (2008), Paleosismología en la falla de Cofradía, Managua, Nicaragua: resultados preliminares, *Geotemas*, 10, 1059–1062.
- Ruff, L., y H. Kanamori (1983), Seismic coupling and uncoupling at subduction zones, *Tectonophysics*, 99(2-4), 99–117.
- Scheidegger, A. E. (1964), The tectonic stress and tectonic motion direction in Europe and Western Asia as calculated from earthquake fault plane solutions, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54(5), 1519–1528.
- Schellart, W., D. Stegman, y J. Freeman (2008), Global trench migration velocities and slab migration induced upper mantle volume fluxes: constraints to find an Earth reference frame based on minimizing viscous dissipation, *Earth-Science Reviews*, 88, 118–144.
- Schellart, W. P., J. Freeman, D. R. Stegman, L. Moresi, y D. May (2007), Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width, *Nature*, 446, 308–311.
- Scholz, C. H. (2002), *The mechanics of earthquakes and faulting*, 2nd ed., 471 pp., Cambridge University Press, Cambridge.
- Scholz, C. H., y J. Campos (1995), On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones, *Journal of Geophysical Research*, 100(B11), 22,103–22,116.
- Schwartz, D. P., L. S. Cluff, y T. W. Donnelly (1979), Quaternary faulting along the Caribbean-North American plate boundary in Central America, *Tectonophysics*, 52(1-4), 431–445.
- Selvaggi, G., B. Castello, y R. Azzara (1997), Spatial distribution of scalar seismic moment release in Italy (1983-1996): seismotectonic implications for the Apennines, *Annals of Geophysics*, XL(6), 1565–1578.
- Siebert, L., y T. Simkin (2002–), *Volcanoes of the World: an Illustrated Catalog of Holocene Volcanoes and their Eruptions, Global volcanism program digital information series, gvp-3*, Smithsonian Institution, <http://www.volcano.si.edu/world/>.
- Siebert, L., P. Kimberly, y C. R. Pullinger (2004), The voluminous Acajutla debris avalanche from Santa Ana volcano, western El Salvador, and comparison with other Central American edifice-failure events, en *Natural Hazards in El Salvador, GSA Special Paper*, vol. 375, editado por W. I. Rose, J. J. Bommer, D. López, M. J. Carr, y J. J. Major, pp. 5–24, Geological Society of America, Boulder, CO.
- Sieh, K., y D. Natawidjaja (2000), Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia, *Journal of Geophysical Research*, 105(B12), 28,295–28,326.
- Sigurdsson, H., S. Kelley, R. M. Leckie, S. Carey, T. Bralower, y J. King (2000), History of circum-Caribbean explosive volcanism: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of tephra layers, *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 165, 299–314.
- Sigurdsson, H., et al. (1997), *Leg 165 Initial report*, 865 pp., Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Singh, S. K., y M. Pardo (1993), Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico, *Geophysical Research Letters*, 20(14), 1483–1486.
- Sinton, C. W., R. A. Duncan, M. Storey, J. Lewis, y J. J. Estrada (1998), An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate, *Earth and Planetary Science Letters*, 155, 221–235.
- Skidmore, A. K. (1989), A comparison of techniques for calculating gradient and aspect from a gridded digital elevation model, *International Journal of Geographical Information Systems*, 3(4), 323–334.
- Stephan, J. F., R. Blanchet, y B. Mercier De Lépinay (1986), Northern and southern Caribbean festoons (Panama, Colombia - Venezuela and Hispaniola - Puerto Rico), interpreted as pseudosubductions induced by east-west shortening of the Pericaribbean continental frame, en *The origin of arcs*, pp. 401–422, Urbino.

- Stern, R. J. (2002), Subduction zones, *Reviews of Geophysics*, 40(4), doi:10.1029/2001RG000108.
- Stoiber, R. E., y M. J. Carr (1973), Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America, *Bulletin Volcanologique*, 37(3), 304–325.
- Strahler, A. N. (1952), Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography, *Bulletin of the Geological Society of America*, 63, 1117–1142.
- Suárez, G., M. Pardo, J. Domínguez, L. Ponce, W. Montero, I. Boschini, y W. Rojas (1995), The Limón, Costa Rica earthquake of April 22, 1991: Back arc thrusting and collisional tectonics in a subduction environment, *Tectonics*, 14(2), 518–530.
- Sykes, L. R. (1967), Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the Mid-Oceanic Ridges, *Journal of Geophysical Research*, 72(8), 2131–2153.
- Sykes, L. R., y M. Ewing (1965), The seismicity of the Caribbean region, *Journal of Geophysical Research*, 70(20), 5065–5074.
- Syracuse, E. M., y G. A. Abers (2006), Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7(5), Q05,017, doi:10.1029/2005GC001045.
- Taboada, A., L. A. Rivera, A. Fuenzalida, A. Cisternas, H. Philip, H. Bijwaard, J. Olaya, y C. Rivera (2000), Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia), *Tectonics*, 19(5), 787–813.
- ten Veen, J. H., y P. T. Meijer (1998), Late Miocene to Recent tectonic evolution of Crete (Greece): geological observations and model analysis, *Tectonophysics*, 298, 191–208.
- Trenkamp, R., J. Kellog, J. T. Freymueller, y H. P. Mora (2002), Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 157–171.
- Turner III, H. L., P. LaFemina, A. Saballos, G. S. Mattioli, P. E. Jansma, y T. Dixon (2007), Kinematics of the Nicaraguan forearc from GPS geodesy, *Geophysical Research Letters*, 34, L02,302, doi:10.1029/2006GL027586.
- Udías, A. (1989), Parámetros del foco de los terremotos, *Física de la Tierra*, 1, 87–104.
- Upton, P., P. O. Koons, y D. Eberhart-Phillips (2003), Extension and partitioning in an oblique subduction zone, New Zealand: Constraints from three-dimensional numerical modeling, *Tectonics*, 22(6), 1068, doi:10.1029/2002TC001431.
- Uyeda, S. (1982), Subduction zones: an introduction to comparative subductology, *Tectonophysics*, 81, 133–159.
- Uyeda, S., y H. Kanamori (1979), Back-Arc opening and the mode of subduction, *Journal of Geophysical Research*, 84(B3), 1049–1061.
- Vallée, M., M. Bouchon, y S. Y. Schwartz (2003), The 13 January 2001 El Salvador earthquake: A multidata analysis, *Journal of Geophysical Research*, 108(B4), 2203, doi:10.1029/2002JB001922.
- van Wik de Vries, B. (1993), Tectonics and magma evolution of Nicaraguan volcanic systems, Tesis doctoral, Open University, Milton Keynes, UK.
- Vannucci, G., y P. Gasperini (2003), A database of revised fault plane solutions for Italy and surrounding regions, *Computers & Geosciences*, 29(7), 903–909.
- Wadge, G., y K. Burke (1983), Neogene caribbean plate rotation and associated Central American tectonic evolution, *Tectonics*, 2(6), 633–643.
- Walker, J. A., M. J. Carr, L. C. Patino, C. M. Johnson, M. D. Feigerson, y R. L. Ward (1995), Abrupt change in magma generation processes across the Central America arc in southeastern Guatemala: flux-dominated melting near the base of the wedge to decompression melting near the top of the wedge, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120, 378–390.

- Wallace, R. E. (1951), Geometry of shearing stress and relation to faulting, *Journal of Geology*, 59, 118–130.
- Ward, P. L., J. Gibbs, D. Harlow, y A. Aburto Q. (1974), Aftershocks of the Managua, Nicaragua, earthquake and the tectonic significance of the Tiscapa fault, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(4), 1017–1029.
- Warren, L. M., M. A. Langstaff, y P. G. Silver (2008), Fault plane orientations of intermediate-depth earthquakes in the Middle America Trench, *Journal of Geophysical Research*, 113, B01304, doi:10.1029/2007JB005028.
- Weinberg, R. F. (1992), Neotectonic development of western Nicaragua, *Tectonics*, 11(5), 1010–1017.
- Wessel, P., y W. H. F. Smith (1998), New improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 79(47), 579.
- Weyl, R. (1961), *Die Geologie Mittelamerikas*, 1 ed., 226 pp., Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Weyl, R. (1980), *Geology of Central America*, 2 ed., Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- White, R. A. (1985), The Guatemala earthquake of 1816 on the Chixoy-Polochic fault, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(2), 455–473.
- White, R. A., y D. H. Harlow (1993), Destructive upper-crustal earthquakes of Central America since 1900, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(4), 1115–1142.
- Willgoose, G., y G. Hancock (1998), Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transport-limited catchment, *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 611–623.
- Wilson, D. S. (1996), Fastest known spreading on the Miocene Cocos-Pacific plate boundary, *Geophysical Research Letters*, 23(21), 3003–3006.
- Wood, J. D. (1996), The geomorphological characterisation of Digital Elevation Models, Tesis doctoral, University of Leicester, <http://www.soi.city.ac.uk/jwo/phd>.
- Wood, W. F., y J. B. Snell (1960), A quantitative system for classifying landforms, *Technical Report EP-124*, Quartermaster Res. & Eng. Command, U.S. Army.
- Wortel, R., y S. Cloetingh (1981), On the origin of the Cocos-Nazca spreading center, *Geology*, 9, 425–430.
- Wyss, M., B. Liang, W. R. Tanigawa, y X. Wu (1992), Comparison of orientations of stress and strain tensors based on fault plane solutions in Kaoiki, Hawaii, *Journal of Geophysical Research*, 97(B4), 4769–4790.
- Young, C. J., T. Lay, y C. S. Lynnes (1989), Rupture of the 4 February 1976 guatemalan earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(3), 670–689.
- Zevenbergen, L. W., y C. R. Thorne (1987), Quantitative analysis of land surface topography, *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 47–56.
- Zhang, J., H. W. Green II, K. Bozhilov, y Z. Jin (2004), Faulting induced by precipitation of water at grain boundaries in hot subducting oceanic crust, *Nature*, 428, 633–636.
- Zienkiewicz, O. C. (1977), *The finite element method*, 3rd ed., McGraw-Hill Book Company (UK) Limited.